This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Digitized by Google

HARVARD UNIVERSITY

LIBRARY OF THE
MINERALOGICAL
LABORATORY
UNIVERSITY MUSEUM

Transferred to
CABOT SCIENCE LIBRARY
June 2005

Digitized by Google

H572
Pt. 1

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

QE
445
W75

Série A. - N° 3
Numéro d'ordre
3

THÈSES

PRÉSENTÉES

à la Faculté des Sciences de Paris

POUR OBTENIR

LE TITRE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

PAR

Alexander N. Winchell

Maître ès sciences de l'Université de Minnesota, 1897.

1re *Thèse.* — *Étude minéralogique et pétrographique des roches gabbroïques de l'État de Minnesota, États-Unis, et plus spécialement des anorthosites.*

2e *Thèse.* — *Propositions données par la Faculté.*

Soutenues

le juillet 1900 devant la Commission d'examen :

MM. HAUTEFEUILLE . . . . *Président.*

G. BONNIER . . . . . } *Examinateurs.*

MUNIER-CHALMAS . . }

PARIS
IMPRIMERIE PAUL DUPONT
4, RUE DU BOULOI, 4

1900

Digitized by Google

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

Doyen :

M. Gaston DARBOUX, professeur, Géométrie supérieure.

Professeur honoraire :

M. Ch. HERMITE.

Professeurs :

MM. DE LACAZE-DUTHIERS. — Zoologie, anatomie, physiologie comparée.
TROOST. — Chimie.
LIPPMANN. — Physique.
HAUTEFEUILLE. — Minéralogie.
BOUTY. — Physique.
APPELL. — Mécanique rationnelle.
DUCLAUX. — Chimie biologique.
BOUSSINESQ. — Physique mathématique et calcul des probabilités.
PICARD. — Analyse supérieure et algèbre supérieur.
H. POINCARÉ. — Astronomie mathématique et mécanique céleste.
Yves DELAGE. — Zoologie, anatomie et physiologie comparée.
Gaston BONNIER. — Botanique.
DASTRE. — Physiologie.
DITTE. — Chimie.
MUNIER-CHALMAS. — Géologie.
GIARD. — Zoologie, évolution des êtres organisés.
WOLF. — Astronomie physique.
KŒNIGS. — Mécanique physique et expérimentale.
VÉLAIN. — Géographie physique.
GOURSAT. — Calcul différentiel et calcul intégral.
CHATIN. — Histologie.
PELLAT. — Physique.
HALLER. — Chimie organique.

Professeurs adjoints :

MM. PUISEUX. — Mécanique et astronomie.
RIBAN. — Chimie analytique.
RAFFY. — Analyse et mécanique.
LEDUC. — Physique.
MATRUCHOT. — Botanique.
HAUG. — Géologie.
HADAMARD. — Calcul différentiel et calcul intégral.

Secrétaire :

M. FOUSSEREAU.

Digitized by Google

TABLE ANALYTIQUE DES MATIÈRES

Pages

Introduction.. 1

1. Géographie et topographie de la région étudiée.
2. Distribution géographique des types de roches.
3. Résumé des études géologiques de la région.
4. Aperçu de la géologie de la région d'après les travaux les plus récents.
5. Corrélation des termes employés par le *Geological and Natural History Survey* du Minnesota avec la nomenclature du *Geological Survey* des États-Unis d'Amérique.
6. Le but de ce mémoire.

Chapitre I. — Gabbro à olivine 21

1. Gisement géologique.
2. Caractères extérieurs.
3. Structure et composition minéralogique.
4. Étude des minéraux.
5. Inclusions.
6. Altérations.
7. Composition chimique.

Chapitre II. — Diabase normale. 37

1. Gisement géologique.
2. Caractères extérieurs.
3. Structure et composition minéralogique.
4. Composition chimique.

Chapitre III. — Diabase à olivine 41

1. Gisement géologique.
2. Caractères extérieurs.
3. Structure et composition minéralogique.
4. Étude des minéraux.
   1). Pyroxène anormal.
5. Inclusions.
6. Composition chimique.

Chapitre IV. — Anorthosite. 55

1. Origine du nom et son usage.
2. Gisements.
3. Caractères extérieurs.
4. Composition minéralogique et ordre de cristallisation.
5. Étude des minéraux primaires.

Digitized by Google

Pages

1). Labrador.
a). Origine du nom et son usage.
b). Caractères physiques.
c). Étude spéciale cristallographique.
d). Propriétés optiques.
aa). Indices de réfraction et biréfringence.
bb). Angle des axes optiques.
cc). Angles d'extinction, etc.
e). Composition chimique.
2). Augite, magnétite et apatite.
6. Inclusions dans le labrador.
7. Altérations du labrador.
8. Altérations des autres minéraux.
9. Etude des minéraux secondaires.
1) Calcite, zoïsite et chlorites.
2). Mésolite et scolécite.
3). Pseudomésolite.
4). Magnétite, hématite, pyrite et limonite.
10. Composition chimique.

Chapitre V. — Troctolite. 99
1. Gisement géologique.
2. Caractères extérieurs.
3. Structure et composition minéralogique.
4. Étude des minéraux.
5. Composition chimique.

Chapitre VI. — Silicoferrolite 108
1. Gisement géologique.
2. Caractères extérieurs.
3. Structure et composition minéralogique.
4. Étude des minéraux.
5. Composition chimique.
6. Genèse.

Chapitre VII. — Gabbro à orthose. 110
1. Gisement géologique.
2. Caractères extérieurs.
3. Structure et composition minéralogique.
4. Étude des minéraux.
1). Labrador et andésine.
2). Orthose.
3). Pyroxène anormal.
4). Magnétite.
5). Apatite anormale.
6). Autres minéraux.
5. Composition chimique.
6. Genèse.

Chapitre VIII. — Norite à cordiérite. 119
1. Gisement géologique.
2. Caractères extérieurs.

Digitized by Google

Pages

3. Structure et composition minéralogique.
4. Étude des minéraux.
   1). Labrador et andésine.
   2). Bronzite et enstatite.
   3). Anomite.
   4). Cordiérite.
   5). Quartz.
   6). Magnétite et pyrite.
   7). Staurotide et graphite.
   8). Zircon.
   9). Apatite, épidote et spinelle.
   10). Anthophyllite et muscovite.
5. Composition chimique.
6. Genèse.

Chapitre IX. — Gabbro quartzifère. 130

1. Gisement géologique.
2. Caractères extérieurs.
3. Structure et composition minéralogique.
4. Étude des minéraux.
5. Composition chimique.
6. Genèse.

Chapitre X. — Résumé et conclusions 136

A. Étude comparative pétrographique.
1. Le type normal.
2. Modifications dues aux :
   1). Conditions de solidification.
   2). Hétérogénéité originelle ou différenciation du magma.
   3). Contacts (endomorphisme et exomorphisme).
3. Classification.

B. Étude comparative minéralogique.

C. Étude comparative chimique.
1. Méthodes d'analyses.
2. Résultats des analyses.
3. Représentation graphique des analyses.
   1). Méthode de M. Michel Lévy.
   2). Méthode de M. Brogger.
   3). Méthode de M. Becke.
   4). Méthode de M. Iddings.

Digitized by Google

Digitized by Google

A Monsieur

Alfred LACROIX

Professeur de Minéralogie au Muséum

d'Histoire naturelle

Hommage de profonde reconnaissance

Alexander N. Winchell

Digitized by Google

Digitized by Google

AVANT-PROPOS

J'ai commencé, il y a trois ans, l'étude des roches anciennes du Minnesota, mon pays natal, à l'Université de Minnesota, sous la bienveillante direction de M. le professeur U. S. Grant, actuellement professeur de géologie au Northwestern University.

C'est à l'obligeance de M. N. H. Winchell, directeur du Service géologique de cet État américain, que je dois les nombreux documents et matériaux qui m'ont servi dans ce travail.

Je désire exprimer, à ces savants géologues, ma plus sincère gratitude.

Pendant ces deux dernières années, j'ai étudié exclusivement la série de roches de la famille des gabbros, qui font l'objet de ce mémoire, dans les laboratoires de M. A. Lacroix, professeur de minéralogie au Muséum d'histoire naturelle de Paris, que je prie d'agréer mes plus vifs remerciements.

J'ai été très heureux de pouvoir profiter des savants conseils de M. Fouqué, professeur au Collège de France, et de M. Michel Lévy, directeur du Service de la Carte géologique, et je prie ces éminents pétrographes d'agréer l'expression de ma respectueuse reconnaissance.

Je suis également très reconnaissant à MM. Hautefeuille, professeur de minéralogie, Munier-Chalmas, professeur de géologie, et G. Bonnier, professeur de botanique à la Faculté des Sciences de l'Université de Paris, pour l'accueil qu'ils m'ont fait.

MM. Hautefeuille et Munier-Chalmas m'ont, en outre, toujours offert, avec libéralité, l'hospitalité de leurs laboratoires.

Enfin je n'oublierai pas le concours obligeant de M. Paul Gaubert, assistant de M. Lacroix au Muséum, et de M. Louis Gentil, chargé de conférences de pétrographie à la Sorbonne.

Digitized by Google

Digitized by Google

INTRODUCTION

Le grand noyau continental, que Dana a appelé le protaxe de l'Amérique du Nord, s'étend de l'est du Labrador aux sources du Mississippi, et de l'État de New-York aux îles Arctiques de la mer polaire. Son contour a grossièrement la forme d'un triangle, avec sa base dirigée vers le nord. Ce pays a des traits bien caractéristiques ; sauf dans le nord où le climat est trop rude, les forêts sont très répandues ; les montagnes élevées manquent complètement, et en même temps, les plaines sont très rares. La surface du sol est ondulée, c'est par excellence un pays de collines et de lacs [1] ; c'est ce qui lui donne sa physionomie.

La plus grande irrégularité dans le contour de cet énorme triangle se trouve du côté occidental, vers le sud-ouest, et, par conséquent, au nord-est de l'État de Minnesota (et une partie contiguë du Canada), au nord et à l'ouest du lac Supérieur.

Dans cette région, d'une étendue peu considérable, se trouvent les hauteurs qui séparent les sources de trois grands cours d'eau : au nord, le « Rainy River » et le « Red River of the North » dont les eaux s'unissent dans le lac Winnipeg pour passer à la baie d'Hudson par le fleuve de Nelson [2] ; à l'est, le système du St-Laurent qui décharge les eaux des cinq grands lacs, et, au sud, le Mississippi qui ne déverse ses eaux que plus loin dans le golfe du Mexique. Une région où de grands fleuves prennent leur source devrait être élevée ; au contraire, l'altitude la plus forte du Minnesota est de moins de huit cents mètres au-dessus du niveau de la mer, et l'élévation moyenne des hauteurs ne dépasse pas six cents mètres. C'est donc une région relativement très basse.

1. Le contour du grand protaxe Archéen suit à peu près les axes de plusieurs des grands lacs américains, savoir, le lac des Esclaves, le lac Winnipeg, le lac Supérieur, le lac Huron, etc., tandis que les limites au sud-ouest et au sud-est coïncident bien avec le cours du St-Laurent, du Rainy River et du Mackenzie.

2. Ce cours d'eau, quoique beaucoup plus court que les autres, décharge une grande quantité d'eau ; c'est pourquoi on peut le ranger à côté des fleuves plus étendus et plus connus.

Digitized by Google

J'ai dit que c'est un pays de lacs; aussi, le moyen habituel d'y voyager, partout où manquent les chemins de fer, est celui des indigènes, c'est-à-dire le canot. On peut ainsi voyager à son gré dans presque tous les sens, en suivant les cours d'eau, ou en passant d'un lac à l'autre sur de faibles parcours. Dans l'État de Minnesota seul il y a plus de dix mille lacs. Cela est dû en partie aux irrégularités de la surface des roches sous-jacentes, que les auteurs anglais eux-mêmes ont souvent décrites sous le nom de : « roches moutonnées », mais cela tient aussi aux effets des grands glaciers, dont les moraines constituent des digues à travers les vallées.

La série des roches qui fait l'objet de cette étude provient de cette région triangulaire de l'État de Minnesota qui se trouve au nord du lac Supérieur et à l'est du méridien de l'extrémité occidentale du même lac. Elle se trouve à quatre cents kilomètres, environ, au nord-est du centre de l'Amérique du Nord. Pour la délimiter plus strictement, elle est bornée au nord par le Canada, à l'est et au sud par le lac Supérieur, et à l'ouest par le méridien de Duluth (92° 1/2 ouest Greenwich). Cette région constitue une partie notable d'un côté du grand géosynclinal occupé par le lac Supérieur. Presque tous les types de roches qu'on rencontre au nord du lac se trouvent aussi sur le côté sud dans les États de Wisconsin et Michigan, et, en général, la série de formations géologiques du nord-ouest au sud-est du Minnesota se retrouve de l'autre côté du lac dans le Wisconsin et le Michigan, mais dans un ordre inverse.

Il n'existe pas de montagnes dans cette partie du continent, mais le sol s'élève rapidement du niveau du lac jusqu'au sommet des collines continues qui forment le Mesabi Range. La hauteur des monts de cette chaîne varie de trois cents à près de cinq cents mètres, au-dessus du niveau du lac Supérieur. Et si on ajoute que la chaîne n'est qu'à vingt-cinq kilomètres environ du lac, on comprendra que la pente est assez raide. De l'autre côté de cette chaîne il en existe une autre ayant à peu près la même hauteur, qu'on appelle le Giant's Range. L'inclinaison entre les deux lignes de collines est peu considérable, et, au nord de la seconde, la surface descend, toujours irrégulièrement, avec une pente très légère vers le nord-ouest.

Le Mesabi Range se compose en grande partie de gabbro — le gabbro à olivine, assez riche en éléments alcalino-terreux; c'est cette roche qui fera l'objet de cette étude. Son emplacement général et sa grande étendue se voient facilement sur la carte géologique qui accompagne ce mémoire.

Mais avec ce type dominant se trouvent aussi diverses modifications. En effet, en bien des points des limites septentrionales de la région des gabbros, la roche s'est profondément transformée par endomorphisme,

Digitized by Google

et c'est de cette localité que proviennent la norite à cordiérite, le gabbro quartzifère et la silicoferrolite, qui seront décrits plus loin. Un peu plus au sud, parmi les gabbros eux-mêmes, on trouve parfois de l'anorthosite, et souvent des diabases. Il y a aussi plusieurs gisements de troctolite complètement entourés de gabbro : l'échantillon que j'ai étudié a été ramassé près de Duluth. Le gabbro à orthose provient aussi de Duluth, où il forme tout un massif. Des types semblables ont été trouvés dans plusieurs autres gisements plus au nord. La forme générale de la région occupée par ces roches est celle d'un croissant avec son extrémité septentrionale dirigée vers l'est, près du lac Greenwood, et l'autre dirigée vers le sud, près de Duluth. La longueur du croissant est à peu près de deux cents kilomètres, et sa largeur maximum d'environ trente-cinq kilomètres. La superficie de ce croissant atteint donc près de cinq mille kilomètres carrés.

Il existe, en outre, deux autres régions, moins étendues, de roches diabasiques, et plusieurs masses séparées de gabbro et d'anorthosite. La première de ces deux régions s'étend vers l'ouest et le sud-ouest de Pigeon Point, sur une distance d'environ soixante kilomètres ; elle a une superficie d'à peu près quatre cents kilomètres carrés. La diabase à olivine provient de l'extrémité orientale (Pigeon Point) de cette région. La seconde se trouve sur le lac Supérieur. Elle part d'un point situé entre Duluth et Two Harbours et va jusqu'à l'embouchure de la rivière Poplar, et même plus loin, ce qui correspond à une distance de plus de douze cents kilomètres ; on peut évaluer sa superficie à plus de mille kilomètres carrés. Les types à structure diabasique y dominent de beaucoup ; on a démontré récemment qu'ils appartiennent à deux époques bien distinctes. Mais il existe aussi plusieurs masses détachées de gabbro et d'anorthosite, notamment à l'île Encampment, à Beaver Bay et à Carlton Peak. Ce dernier endroit est une colline très proche du lac Supérieur, d'environ deux cents mètres de hauteur, dont la partie supérieure se compose d'anorthosite bien pure ; le type que je décrirai provient du sommet de cette colline.

Si l'on considère maintenant l'ensemble des roches de cette partie du Minnesota, on peut constater de suite qu'elles sont d'une uniformité notable ; chaque type occupe des étendues considérables, et se retrouve bien souvent ; les roches diffèrent très peu les unes des autres sur des centaines de kilomètres. Dans toute la région qui m'occupe, les roches basiques, à structure grenue, ou ophitique, de la famille des gabbros prédominent de beaucoup.

Résumé des études géologiques de la région. — On trouve, en général, la même succession de formations du Minnesota dans plusieurs autres parties de l'Amérique du Nord ; on a déjà signalé l'existence

Digitized by Google

de la même série dans le Wisconsin et le Michigan ; elle se retrouve aussi dans le Canada, dans l'État de New-York, dans les Cordilleras, etc. On a beaucoup étudié la série dans ces diverses régions, surtout dans celles qui entourent le lac Supérieur. Ces régions ont donné lieu à des travaux géologiques nombreux et très importants. L'étude des roches porte sur leur détermination, leurs relations stratigraphiques et leur âge.

Dans le résumé qui va suivre, je me bornerai à citer les ouvrages qui traitent de la série du Minnesota, attendu qu'une simple énumération de tous les travaux des géologues qui ont étudié cette série dans les autres régions serait beaucoup trop longue *. On peut dire, cependant, que la solution de bien des questions difficiles qu'on rencontre à chaque pas est la conséquence des recherches des géologues américains : Logan, Selwyn, Brooks, Irving, Rominger, A. Winchell, Lawson et autres.

L'étude sérieuse de la géologie du grand géosynclinal du lac Supérieur, dans le Minnesota, n'a guère été commencée avant l'année 1879. Avant cette date il n'y avait que deux ou trois travaux de quelque importance ; depuis, on a fait beaucoup de recherches, et le nombre des géologues — aussi bien que l'intérêt que présentent leurs mémoires — ont augmenté sans cesse. Il n'est guère nécessaire d'énumérer les auteurs antérieurs, qui étaient en effet plutôt des explorateurs que des savants. On peut citer cependant, Schoolcraft[1] (1821), Houghton[2] (1841), Foster et Whitney[3] (1850) (qui ont fait avec leurs collaborateurs une étude un peu plus détaillée), Owen[4] (1852), Eames[5] (1866).

Norwood[6], en 1852, peut être regardé comme le premier géologue qui ait fait des études dans la région précise qui m'occupe. Il considère la plupart des roches des rivages du lac Supérieur comme des roches sédimentaires fortement métamorphisées, mais en même temps quelques autres seraient des roches éruptives. Le premier, il signale la masse énorme de « feldspar rock » (anorthosite) à Carlton Peak, et il la considère comme un dyke gigantesque ou une masse intrusive.

Kloos[7], en 1871, décrit des gabbros, des mélaphyres, des dykes et des roches amygdaloïdes dans les environs de Duluth et, en 1877, il[8] montre que tous les passages existent entre des mélaphyres et des amygdaloïdes.

Streng[9] et Kloos, en 1877, donnent une description pétrographique

(*) Le *Geological Survey* des États-Unis a publié une bibliographie très étendue avec des notes et résumés de tout ce qui a été publié sur ce sujet, voir : *Correlation Papers :* Archean and Algonkian, par C. R. Van Hise. Bull. 86. *Geol. Survey* des États-Unis, Washington, 1892. Pour les travaux postérieurs, voir : *Current Precambrian Literature,* C. R. Van Hise. *Jour. of Geol.* 1893, 1895, 1896, etc. 1, 2, 3, etc. Voir la fin de l'introduction.

Digitized by Google

du mélaphyre, du "gabbro à hornblende", etc., de Duluth, et les placent dans le Potsdamien. Certaines ardoises et des grès de la rivière St-Louis représenteraient le Huronien, tandis que le Laurentien se trouverait au sud du lac Vermilion.

N. H. Winchell [10], en 1879, établit dans les formations du nord-est de Minnesota, en commençant par les plus récentes, la succession suivante : 1° grès souvent métamorphisés, traversés par des dykes et interstratifiés avec des roches ignées ; 2° grès métamorphisés « red rocks », et interstratifiés avec des roches ignées à Black Point et aux Palisades ; 3° conglomérat quartzifère ; 4° grès et ardoises, 5° jaspe, caillou et roches ferrifères du lac Gunflint, du lac Vermilion et du Mesabi Range ; 6° ardoises et schistes (Huronien) ; 7° syénites ; granites, etc., du Laurentien. Enfin, les roches ignées du Cupriférien (Keweenawien) paraissent se trouver en discordance sur plusieurs autres formations et interstratifiées avec quelques-unes.

C. W. Hall [11], en 1880, trouve des roches basiques ignées du Cupriférien interstratifiées parfois avec des grès et conglomérats entre les rivières Temperance et Devil Track, sur le rivage du lac Supérieur.

N. H. Winchell [12], en 1880, admet que le gabbro, à Duluth, s'est intimement associé avec des granites syénitiques métamorphiques. Il admet que le Cupriférien est de l'âge du Potsdamien.

Sweet [13] en 1880, décrit le Keweenawien de la vallée St-Louis, et il le considère comme antérieur au grès dit grès du lac Supérieur.

N. H. Winchell [14], en 1881, présente des observations détaillées sur la géologie de quelques points du rivage du lac Supérieur. Il considère les roches rouges acides des Palisades comme des sédiments métamorphosés [15] ; et il constate que le Cupriférien est d'une très grande étendue.

N. H. Winchell [16], en 1882, montre qu'il existe des gisements très considérables de gabbro dans le nord-est du Minnesota, qui s'associent avec des granites rouges de la même série. Il donne une succession de huit formations, et admet que le Cupriférien est l'équivalent du Potsdamien. Il insiste sur l'importance du conglomérat du lac Ogishkie Muncie, qui contient des fragments d'un granite plus vieux (le granite du lac Saganaga).

Irving [17], en 1883, dans un mémoire systématique sur le Keweenawien des bords du lac Supérieur, divise la série du Minnesota en six groupes ayant une épaisseur totale de plus de six mille mètres. Ces groupes sont : 1° le groupe de la rivière St-Louis, qui comprend des gabbros, des gabbros à orthose, des diabases, des syénites augitiques, des porphyres granitiques et des porphyres felsitiques ; 2° le groupe de Duluth, renfermant surtout des diabases et des roches amygdaloïdes ;

Digitized by Google

3° le groupe de la rivière Lester, qui contient des diabases, des gabbros et des porphyres ; 4° le groupe de la baie Agate, qui se compose de diabases, de grès et de conglomérats ; 5° le groupe de la baie Beaver, qui est caractérisé par des gabbros de grains très gros, des diabases, des porphyres, etc. ; 6° le groupe de la rivière Temperance, qui se compose de diabases, de roches amygdaloïdes, de grès, etc. Il insiste sur l'origine ignée de toutes ces roches, à l'exception de quelques rares grès et conglomérats. La série se trouve en discordance sur l'Animikien, ou Huronien Supérieur dans la vallée St-Louis, et à Grand Portage.

N. H. Winchell [18], en 1884, donne la classification générale qui suit (en commençant par le terrain le plus récent) : 1° le groupe du Potsdam, qui comprend des grès, des argiles et des conglomérats du Keweenawien, métamorphisés, par place, par des roches ignées telles que des gabbros, des diorites ; 2° le groupe Taconique formé par la série Animikien, des couches du lac Gunflint, etc. ; 3° le Huronien (?), qui se compose des schistes magnésiens du lac Gunflint ; 4° le Montalbien (?), comprenant des micaschistes et des granites micacés ; 5° le Laurentien, qui se compose de gneiss massifs et de granite.

N. H. Winchell [19], en 1885, décrit le Mesabi Range et le Giant's Range. Le gabbro et le granite rouge du Mesabi Range se trouvent directement au-dessus des ardoises et des grès de l'Animikien, et au-dessous des roches trappéennes du Cupriférien. Il divise les roches cristallines du Minnesota en six groupes dont le plus récent se compose de granites, de gabbros, etc. Les gabbros sont d'une origine éruptive, et ressemblent en tous points au Laurentien Supérieur, ou Norien du Canada. Il admet que les granites et les gneiss sont d'une origine métamorphique. Au-dessous de ce premier groupe se trouvent des micaschistes.

A. Winchell [20], en 1887, détaille ses observations dans le nord-est du Minnesota. Il détermine les limites septentrionales de la région du gabbro en plusieurs endroits, et signale quelques phases de contact singulières.

N. H. Winchell [21], en 1887, décrit une partie du nord-est du Minnesota. Il étudie quelques questions géologiques et fait voir que les gabbros et les diabases se trouvent en discordance sur l'Animikien, le Keewatin, et les roches granitiques associées.

Wadsworth [22], en 1887, donne de brèves descriptions pétrographiques d'un certain nombre de gabbros et de diabases du Keweenawien du Minnesota.

Irving [23], en 1887, dit que le Keweenawien est plus ancien que le Potsdamien, dont une période érosive importante le sépare. En 1888, il [24] divise le Keweenawien en deux grandes sections : la masse prin-

Digitized by Google

cipale du gabbro forme la section inférieure; l'autre se compose des cinq divisions supérieures décrites en 1883.

A. Winchell [25], en 1888, étudie les schistes semi-cristallins du Huronien et des systèmes plus anciens. Il n'étudie les gabbros que sur les bornes septentrionales.

H. V. Winchell [26], en 1888, examine les limites occidentales du nord-est du Minnesota, et trouve le Crétacé, le Vermilion et le Keewatin, aussi bien que quelques grès et granites d'âge douteux.

Herrick, Clarke et Deming [27], en 1888, étudient quelques échantillons des gabbros et des gabbros à orthose de Duluth, et admettent que la présence de l'orthose est due à l'absorption par le magma gabbroïque, encore liquide, des éléments d'une roche ambiante plus acide, et surtout riche en potasse.

N. H. Winchell [28], en 1888, examine la géologie, surtout sur les limites septentrionales, de la région des gabbros du lac Gunflint, vers l'ouest. Le gabbro repose sur le Keewatin et le grès Pewabic, et le dernier serait au-dessus de l'Animikien. En 1889, il [29] admet que le gabbro et les roches associées appartiennent à l'horizon des Paradoxides. Il considère que les roches gabbroïdes qui ont suivi l'Animikien et celles du Cupriférien représentent des époques distinctes d'activité éruptives [30].

Grant [31], en 1889, continue l'étude de la région des gabbros. Il les trouve en plusieurs points traversés par des dykes de syénite, qui indiquent l'âge plus récent de la roche acide, mais en même temps le syénite se trouve le plus souvent au-dessous du gabbro. La ligne de contact entre les deux roches est en général bien déterminée.

H. V. Winchell [32], en 1889, annonce que le gabbro englobe de grands fragments de grès et d'ardoise d'Animikien, ce qui prouve son âge plus récent. Des dykes de « greenstone » traversent le gabbro.

Meads [33], en 1889, décrit le sondage à Stillwater, Minnesota; d'après lui, il indique que le Cupriférien se trouve au-dessous des grès de Potsdam et de St-Croix.

A. Winchell [34], en 1890, donne la classification générale des terrains du nord est du Minnesota. Il établit la succession suivante de haut en bas :

V. Les schistes non cristallins (Animikien, Huronien).
IV. Les schistes semi-cristallins (Keewatin).
III. Les schistes cristallins (Vermilion).
II. Les roches gneissoïdes.
I. Les roches granitiques (Laurentien).

N. H. et H. V. Winchell [35], en 1890, annoncent qu'il existe deux groupes de minerais de fer intimement associés avec le gabbro. Ce sont

Digitized by Google

les « gabbro titaniferous magnetites » et les « olivinitic magnetites »; le dernier groupe se trouve directement au-dessous du gabbro.

N. H. Winchell [36], en 1891, considère que les gabbros du Cupriférien sont au-dessous de l'Animikien. De grands fragments de gabbro se trouvent en abondance dans les parties supérieures du Cupriférien.

N. H. et H. V. Winchell, en 1891, publient une étude approfondie des minerais de fer du Minnesota. Ils adoptent la classification générale suivante :

Taconique	Keweenawien — trappes, tufs, grès rouges et conglomérats (Potsdam?). Animikien — ardoises, calcaires et grès feldspathiques. Norien — gabbro, granite rouge, felsite rouge, porphyre à quartz. Grès Pewabic (« quartz granulaire », Potsdam?).
Archéen ou Azoïque	Keewatin — schistes « grauwackes », « greenstones », etc. Vermilion — micaschistes et schistes hornblendiques (Coutchiching?). Laurentien — sédimentaire, gneissique et éruptif, massif ou porphyrique.

Bayley [38], en 1892, examine quelques roches des environs du lac Akeley, et admet qu'elles sont toutes d'une origine ignée et représentent, en partie, des phases granulitiques du gabbro, et en partie des agrégats cristallisés du quartz.

Van Hise [39], en 1892, donne un résumé et une critique des études antérieures faites sur l'Archéen et l'Algonkien d'Amérique, et essaie d'établir une théorie générale. Il accepte les opinions d'Irving sur le Keweenawien.

H. V. Winchell [40], en 1893, affirme que le gabbro occupe une position au-dessus des ardoises de l'Animikien, et le granite du Giant's Range.

Grant [41], en 1893, décrit le gabbro sur le granite et les micashistes du lac Birch au lac Kekequabic. Il admet que quelques-unes des roches de contact sont essentiellement des formes endomorphes du gabbro [42], tandis que d'autres sont des sédiments très modifiés.

Lawson [43], en 1893, annonce l'existence d'un horizon nouveau pré-Keweenawien. Il décrit des surfaces arrondies par l'érosion sur lesquelles se trouve, en discordance, le Keweenawien, qui, d'après lui, n'aurait que huit cents mètres d'épaisseur. Il étudie les filons couches (« laccolitic sills ») des bords du lac Supérieur [44].

N. H. Winchell [45], en 1893, fait deux grandes divisions dans le Keweenawien. La division inférieure se compose du Norien (gabbros,

Digitized by Google

anorthosites, etc.), et des trappes, des roches amygdaloïdes, etc., des bords du lac Supérieur dans le Minnesota. Il[46] discute l'effet du nouvel horizon de Lawson sur la nomenclature du Keweenawien.

Bayley[47], en 1893, étudie en détail les roches éruptives et sédimentaires de Pigeon Point. Il établit l'existence d'une curieuse roche de contact, et donne des descriptions pétrographiques exactes de tous ses types. Il passe en revue les études des roches massives basiques des bords du lac Supérieur[48], et décrit en détail le gabbro normal, qui diffère essentiellement des « flow gabbros » par sa structure qui est toujours granitique, tandis que les derniers ont une structure ophitique ou porphyrique. Aux bords septentrionaux des gabbros, il y a des roches basiques et quartzifères particulières qu'il considère comme des phases périphériques des gabbros. Le gabbro est, soit une batholite près la base du Keweenawien, soit une masse ignée arrondie par l'érosion, sur laquelle se sont déposées les couches plus récentes du Cupriférien.

Grant[49], en 1894, constate que le gabbro varie quant à sa composition minéralogique. Il admet que les gabbros à grains fins sont plus anciens que la masse principale du gabbro, et que les roches éruptives acides près du lac Brulé sont plus récentes que le gabbro, et qu'elles dérivent probablement du même magma de profondeur qui a produit de fortes coulées étendues sur le rivage du lac Supérieur. Il, place le conglomérat du Grand Portage à la base du Keweenawien[50].

Elftman[51], en 1894, affirme que les anorthosites des bords du lac Supérieur (horizon nouveau de Lawson) ne sont que des fragments, parfois de très grande taille, arrachés par les trapps plus récents, et ne représentent point la surface arrondie d'une formation plus ancienne.

Il divise le Keweenawien en quatre groupes : celui des gabbros, celui des diabases, celui du « red rock », et celui des dykes plus récents. En 1895, il décrit la structure en couches et en bandes du gabbro, et plusieurs gisements de troctolite[52].

N. H. Winchell[53], en 1895, admet que le Keweenawien se compose de deux séries bien distinctes appartenant à des époques différentes. La série la plus ancienne (le Norien) comprend la masse principale du gabbro, les syénites augitiques, les anorthosites, et quelques porphyres à quartz. La plus récente, ou Keweenawien proprement dit, comprend le conglomérat de base de Grand Portage, qu'on retrouve à la rivière Baptism et à Duluth, et les coulées plus récentes des trapps, qui passent en dessous du Norien aux Great Palisades. Il admet que les greenstones doivent leur origine à l'action de l'océan sur des produits de projection volcanique[54]. Ces roches ont été formées parfois de fragments de roches plus anciennes, et ont été soumises à une haute température.

Digitized by Google

H. V. Winchell et Grant [55], en 1895, admettent que le Keweenawien est représenté autour du lac Rainy dans le Minnesota par des dykes nombreux de diabase.

Van Hise [56], en 1893, 1895 et 1896, passe en revue et commente la bibliographie géologique récente des roches pré-Cambriennes.

N. H. Winchell et Grant [57], en 1896, décrivent les cendres volcaniques de la région du lac Supérieur.

Coleman [58], en 1896, donne une description pétrographique de quelques anorthosites de la région du lac Rainy.

N. H. Winchell [59], en 1897, étudie le conglomérat de la vallée Puckwunge qu'il considère comme équivalent à celui de Grand Portage. La discordance, au-dessous du conglomérat, sépare le Norien du Keweenawien proprement dit.

Elftman [60], en 1898, passe en revue la bibliographie antérieure et divise le Keweenawien en cinq groupes : le groupe des gabbros, le groupe des diabases de Beaver Bay, le groupe de la « red rock », le groupe de Temperance River, et le groupe des diabases plus récentes. Entre le troisième et le quatrième, il existe une discordance qui est la même que celle indiquée par N. H. Winchell entre le Norien et le Keweenawien.

N. H. Winchell [61], en 1898, compare l'Archéen du Minnesota à celui de la Finlande.

Mon étude est faite surtout aux points de vue pétrographique et minéralogique. Parmi les plus importants mémoires sur la pétrographie des gabbros du Minnesota, on peut citer ceux de : Streng (1877), Irving (1883), Wadsworth (1887), N. H. Winchell (1891 à 1900), Grant (1893), Bayley (1893 à 1897). On a très peu étudié la minéralogie des gabbros; tout récemment, cependant, N. H. Winchell* a décrit, en détail, quelques minéraux qui les constituent.

L'étude la plus récente de la géologie de cette partie du Minnesota ne date que de quelques mois; elle se trouve dans les quatrième et cinquième volumes du rapport final du *Geological and Natural History Survey of Minnesota*, par N. H. Winchell [62], directeur du Service Géologique du Minnesota. L'auteur y expose les conclusions auxquelles il s'est arrêté après une étude très longue et très détaillée sur le terrain aussi bien que dans le laboratoire, de toute la série de roches du nord-est du Minnesota. J'accepte dans ce mémoire ses conclusions.

Les vues du professeur Winchell diffèrent essentiellement de celles

* N. H Winchell. Contributions to the mineralogy of Minnesota. *Amer. Geol.*, vol. XXIII, 1899. Voir aussi : Final Report, *Geol. Nat. Hist. Survey Minn.*, vol. V, 1900.

Digitized by Google

de tous les auteurs antérieurs. La différence est en effet fondamentale, puisqu'il s'agit de l'origine de toute la série des roches granitoïdes. On a considéré celles-ci, jusqu'à présent, comme des roches éruptives[1] de profondeur. Au contraire, le directeur du service géologique de l'État du Minnesota présente des arguments qui lui font croire qu'elles dérivent de la refusion de la grande formation appelée dans l'Archéen les « greenstones », et que leurs variations de composition chimique et minéralogique sont une conséquence des variations de composition des « greenstones ». On trouve par places, dans le gabbro, l'indication de la stratification originelle des « greenstones », qui sont en général des roches éruptives généralement très basiques, mais sont associées à des roches détritiques (tufs).

D'après M. N. H. Winchell les preuves que le gabbro s'est formé aux dépens des « greenstones » sont de deux catégories :

1° Tous les minéraux du gabbro se retrouvent dans la norite (terme de passage entre le gabbro et les « greenstones ») ou y sont représentés par leurs homologues. Mais dans la norite, ils présentent des structures très intéressantes, et englobent parfois du quartz. La cordiérite, la fayalite, le diallage, l'augite, l'hypersthène, le labrador y sont abondants ; parfois aussi l'enstatite, la magnétite, la biotite, le quartz, plus rarement, la cummingtonite. Tous ces minéraux se sont formés dans des conditions physiques spéciales, qui leur ont fait prendre la forme globulaire, forme très fréquente dans les minéraux secondaires produits sous les influences du métamorphisme.

2° Il existe des gisements où le gabbro passe insensiblement à la « muscovadite », ou à la norite, et cette dernière au « greenstone ». Ces passages se rencontrent soit en masses, soit autour d'enclaves. Dans le dernier cas, on trouve que ces diverses roches englobent des enclaves de nature variée, qui sont plus ou moins intactes dans la « muscovadite », et moins distinctes dans le gabbro.

La « muscovadite » est toujours le terme moyen entre les « greenstones » et le gabbro. Tantôt l'un, tantôt l'autre domine dans un massif déterminé.

On trouve, toutefois, des gabbros nettement postérieurs à la muscovadite.

Ces trois roches sont donc nécessairement liées génétiquement, et, puisque le « greenstone » est parfois une roche nettement clastique, c'est le gabbro qui s'est produit aux dépens du « greenstone », et non l'inverse : s'il n'en était pas ainsi, on devrait trouver des passages brusques

1. A l'exception de quelques auteurs anciens, qui les ont considérées comme des roches sédimentaires.

Digitized by Google

entre les gabbros et les « greenstones » et rencontrer des débris des premiers, ce qui n'a pas lieu.

M. Winchell applique ces conclusions à toutes les roches massives de la région dont la constitution minéralogique actuelle serait fonction de la composition minéralogique originelle des roches aux dépens desquelles elles se sont produites, par le mécanisme indiqué plus haut: les plus acides de ces dernières ayant donné naissance aux granites, puis aux gabbros quartzifères, etc. La transformation des « greenstones » basiques en gabbros que je vais étudier ne serait donc qu'un cas particulier d'un phénomène d'un ordre beaucoup plus général.

Les « greenstones » sont primordialement d'origine ignée, et représentent les roches les plus anciennes de la croûte du globe qu'on connaisse. La grande époque de refusion qui a produit le gabbro date, dans l'État de Minnesota, d'une période postérieure à l'Animikien. La refusion a produit naturellement une masse ignée qui a agi sous l'influence de la pression comme un magma éruptif quelconque, et la masse a cristallisé non seulement en place sous forme de gabbros variés, mais elle s'est avancée entre les couches des roches encore solides, de façon à y former d'épais filons couchés, et des dykes dans toutes les positions. En outre, elle a produit de vraies coulées de laves, quand elle s'est étendue jusqu'à la surface, et on trouve même aussi des cendres volcaniques en quelques endroits. Mais les roches supérieures ont été enlevées par l'érosion et par l'action destructive des grands glaciers sur toute l'étendue des roches gabbroïques. S'il existe encore des roches anciennes au-dessus des gabbros, on ne les a pas encore trouvées; et il se peut bien qu'elles soient actuellement recouvertes par des débris glaciaires.

D'après la nomenclature la plus récente du *Geological and Natural History Survey* du Minnesota (Voir page 14), les roches les plus anciennes de cet État d'Amérique, ainsi que du monde entier, sont les « greenstones », qui sont des roches massives ignées et des roches clastiques métamorphisées. Associés aux greenstones se trouvent des schistes, des gneiss, des granites, des porphyres à quartz et des jaspilites (qui sont la gangue des minerais de fer) du Keewatin Inférieur. Une discordance suivie par le conglomérat d'Ogishkie sépare le Keewatin Inférieur du Keewatin Supérieur, qui se compose d'une série d'ardoises, de grauwackes, etc. L'Archéen, dans l'Etat de Minnesota, se compose seulement de ces deux divisions du Keewatin, au-dessus desquelles il existe une grande discordance. Le Keewatin se trouve toujours dans une position presque verticale, les séries supérieures sont horizontales ou ne s'inclinent que légèrement.

Digitized by Google

Le terrain le plus ancien du Paléozoïque s'appelle l'Animikien dans l'État de Minnesota; il se compose de grès, d'ardoises, etc. et contient les mines de fer les plus riches qu'on ait découvertes jusqu'à présent. Au-dessus de l'Animikien se trouve le Keweenawien, qui dans le sens le plus général se décompose en deux séries, le Cabotien et le Manitou. La division inférieure repose directement sur l'Animikien peut-être en discordance. Dans l'État du Minnesota, elle se compose exclusivement de roches éruptives, et le nom de Cabotien n'a été créé que pour des roches ignées; mais il représente une période de temps pendant laquelle se sont déposées ailleurs des roches sédimentaires. Comme nom d'un intervalle de temps, on doit limiter le Keweenawien à l'époque postérieure au conglomérat de Puckwungé, qui marque la discordance entre le Cabotien et le Manitou. Ce dernier terme a été proposé également pour des roches ignées, mais même dans le Minnesota on trouve des sédiments dès le commencement de l'époque, et vers la fin les grès prédominent sur toutes les autres roches. Ces trois étages, l'Animikien, le Cabotien et le Manitou. forment ensemble le Taconique, qui équivaut aux Cambriens Inférieur et Moyen. Les grès supérieurs du Manitou passent insensiblement aux grès du Cambrien Supérieur dans les parties supérieures. On trouve, dans ces grès, des fossiles caractéristiques.

On voit que cette classification diffère profondément de celle qu'a suivie le « Geological Survey » des États-Unis, laquelle est plus connue en Europe et surtout en France. Les corrélations sont toujours difficiles et hasardeuses; elles ne peuvent représenter que d'une façon très générale les équivalences variées et souvent très compliquées qui existent réellement; néanmoins, elles sont parfois très utiles. Une corrélation approximative entre les deux nomenclatures dont il s'agit ici peut s'exprimer de la façon suivante (Voir page 14) :

Le trait le plus remarquable de la classification du « Geological Survey » est l'introduction du système Algonkien (Précambrien) qui n'est pas admis par le Service Géologique du Minnesota. L'Archéen dans l'État de Minnesota se trouve limité à une partie du Keewatin Inférieur, qui se compose de roches tellement anciennes qu'elles ne présentent aucun caractère clastique, savoir, la plupart des greenstones avec les schistes, les gneiss, etc., les plus anciens. L'Archéen se divise en deux groupes par des distinctions purement pétrographiques. Le Laurentien comprend des granites et des gneiss granitoïdes; le Mareniscien se compose de micaschistes, des schistes à hornblende, des gneiss à hornblende et même de quelques schistes feldspathiques. C'est une classification de l'Archéen nettement arbitraire, et les deux parties passent fréquemment de l'une à l'autre sans aucune ligne de séparation. Cependant on admet que, dans le Minnesota, il existe entre les deux termes une discordance éruptive. Le Huronien Inférieur reste

Digitized by Google

Nomenclature du « Geological and Natural History Survey » de l'État de Minnesota	Séries des roches dans l'État de Minnesota	Nomenclature du « Geological Survey » des États-Unis
Paléozoïque. — Cambrien Supérieur.	Grès de Hinckley. Grès de Saint-Croix. Grès de l'Ouest ou du lac Supérieur.	Paléozoïque — Cambrien Supérieur.
	← *Discordance* →	← *Discordance* →
	Grès (pas dans le Minnesota).	
Paléozoïque. — Taconique (Cambrien Inférieur et Moyen) — Keweenawien: Manitou (Keweenawien pr. dit).	Grès, argiles, etc. D'abases, laves, etc. { En couches, coulées et filons-couches, alternatives. Conglomérat de Puckwungé.	Keweenawien Supérieur.
Discordance →		
Cabotien.	Gabbros, diabases, anorthosites. Granites rouges, etc.	Keweenawien Inférieur.
Discordance →		← *Discordance* →
Animikien.	Argiles, minerais de fer du Mesabi. Quartzites.	Huronien Supérieur (probablement). — Algonkien.
Grande discordance →		
Archéen. — Keewatin Supérieur.	Argiles. Grauwackes. Conglomérat d'Ogishkie.	Huronien Supérieur.
Discordance →		← *Discordance* →
	Jaspilites, etc. Porphyres à quartz. Greenstones clastiques.	Huronien Inférieur.
		← *Discordance* →
Keewatin Inférieur	Greenstones massifs. Schistes variés.	Mareniscien. — Archéen.
		← *Discordance éruptive* →
	Gneiss. Granites.	Laurentien.

Digitized by Google

en discordance sur l'Archéen, et se trouve séparé par une autre discordance du Huronien Supérieur. La première discordance n'est pas reconnue par les géologues de l'État de Minnesota ; la seconde existe entre le Keewatin Inférieur et le Keewatin Supérieur. Le Huronien Inférieur se compose des jaspilites, des porphyres à quartz, et les parties clastiques des greenstones, mais le « Geological Survey » des États-Unis admet que les greenstones sont presque exclusivement des roches massives. Le Huronien Supérieur se compose d'argiles, de quelques quartzites, de grauwackes, etc., et à sa base se trouve le conglomérat d'Ogishkie. La grande discordance entre le Keewatin Supérieur et l'Animikien n'est pas reconnue par le « Geological Survey » des États-Unis, ou, plutôt, elle est mise à un niveau plus haut entre le Huronien et le Keweenawien. Le Keweenawien Inférieur n'est pas l'équivalent véritable du Cabotien, bien qu'il ne soit pas possible de le représenter autrement dans une table de corrélation ; le premier renferme quelques grès et conglomérats qui ne trouvent aucune place dans le Cabotien. La discordance au-dessus du Cabotien n'est pas définitivement admise dans le Keweenawien par le Service Géologique national, qui admet, cependant, qu'il en existe probablement une dont la position n'est pas encore nettement établie. Mais c'est à la limite supérieure du Keweenawien qu'existe la différence la plus importante. Le Service Géologique national y admet non seulement une discordance, mais une grande lacune pendant toute la période du Cambrien Inférieur et Moyen. Il considère donc que ces deux groupes font défaut complètement dans le Minnesota, aussi bien que dans plusieurs autres régions américaines où le Keweenawien s'est bien développé. C'est ainsi que le système nouveau, l'Algonkien, trouve sa place ; il comprend non seulement une grande partie de l'Archéen de beaucoup d'auteurs et du « Geological and Natural History Survey » de Minnesota, mais aussi une longue série de roches (l'Animikien, le Cabotien et le Manitou) que le Service Géologique de l'État range dans le Paléozoïque. Le « Survey » de Minnesota, en effet, n'admet aucune discordance entre le Keweenawien (Manitou) et le Cambrien Supérieur, et par conséquent il soutient qu'il n'existe aucune lacune, et que le Keweenawien et l'Animikien représentent le Cambrien Moyen et Inférieur, sans qu'il soit possible actuellement d'établir une corrélation plus précise.

Avec les termes fossilifères du Cambrien Supérieur, les différences de classification n'existent plus ; tout le monde est actuellement d'accord. au moins sur les grandes lignes des classifications.

En dessous de ces couches on n'a trouvé que trois ou quatre fossiles, dont l'un proviendrait même de l'Animikien, et ces fossiles ne sont pas assez caractéristiques pour trancher aucun des points en question.

Digitized by Google

Il n'y a plus lieu de douter qu'il y avait des êtres vivants pendant le Keweenawien, et même pendant le Huronien ; les preuves n'en manquent pas ; en outre des considérations théoriques, et de la présence parfois de carbone et de carbures d'hydrogène en abondance, on trouve même quelques fossiles très rares, mais incontestables. Il n'y a pas lieu de se baser sur la paléontologie dans l'étude de ces questions avant qu'on ait trouvé et étudié une faune plus abondante et plus caractéristique.

Ainsi, d'après les dernières conclusions, la roche typique qui sera étudiée dans ce mémoire est le produit d'une grande refusion des greenstones de l'Archéen qui eut lieu à la fin, ou même après la fin de la période de l'Animikien. Le type appartient à la série ignée du Cabotien, puisque la refusion a produit forcément un magma analogue en tous points, sauf son origine, à une roche éruptive quelconque.

Quand le magma a cristallisé en profondeur, il a donné naissance à des gabbros de composition plus ou moins variée ; quand il s'est étendu, sous l'influence de la pression, en filons couchés et en dykes, il a produit des diabases, et enfin quand il a atteint la surface de la terre, il a formé des amygdaloïdes, des laves, et même probablement des cendres volcaniques. Quand les greenstones originels étaient plus acides pour une cause quelconque, la roche résultante de la refusion a pu être un syénite augitique, ou même un granite. Cependant ces types sont en général exceptionnels et ne seront pas étudiés ici. Le magma se trouvait inévitablement en contact avec des roches plus anciennes, et surtout avec des greenstones non fondus, des grès, des jaspilites, etc. On trouve ainsi tous les phénomènes de métamorphisme de contact, les gabbros fortement endomorphisés aussi bien que les granites, les syénites, les diorites, etc., qui ont subi des transformations profondes par l'action exomorphique du magma.

M. le professeur N. H. Winchell, directeur du *Geological and Natural History Survey*, de l'État de Minnesota, a bien voulu me fournir la série suivante des roches du nord-est du Minnesota, qui font l'objet de cette étude :

1. Gabbro à olivine (1136)[1] d'un point situé près du lac Birch[2]. Ce type possède une tendance à la structure ophitique.

2. Diabase pauvre en olivine (954) de la côte orientale du lac Birch sur le N. W. 1/4 sec. 17, T. 61 N., R. 11 W. Appelée « gabbro » par N. H. Winchell, puisqu'il existe une tendance marquée à la structure grenue.

1. Les nombres entre parenthèses sont ceux des séries du *Geological and Natural History Survey*, de Minnesota ; *Voir* les Annual Reports, le Final Report et les Bulletins.

2. Ce point se trouve à 1 kilomètre à l'ouest de la ligne, entre sec. 31, T. 62 N., R. 11 W. et sec. 6, T. 61 N., R. 11 W.

Digitized by Google

3. Diabase à olivine (1843) de l'extrémité de Pigeon Point. Appelée parfois « gabbro » pour la distinguer des diabases à grain fin qui abondent dans le même endroit [3].

4. Anorthosite (336 E) du sommet de Carlton Peak.

5. Troctolite (*Forellenstein*) (514), des environs de Duluth.

6. Silicoferrolite (960) provenant d'une petite élévation à environ 75 mètres des bords du lac Birch, dans le S. W. 1/4 sec. 24, T. 64 N., R. 12 W. Appelée « minerai de fer à olivine » ou « minerai jaspilitique à olivine » dans les rapports du *Geological and Natural Survey* du Minnesota.

7. Gabbro quartzifère (854G et 354(A) G) du S. E. 1/4 S. W. 1/4 sec. 12, T. 64 N., R. 6 W., sur le bord sud-ouest d'un petit lac près du lac Little Saganaga. 854(A)G est la variété porphyrique.

8. Gabbro à orthose (1797) de Duluth.

9. Gabbro à hornblende (1797) de Duluth.

10. Norite à cordiérite (983) du sec. 15, T. 63 N., R. 9 W., qu'on trouve non loin du lac Snowbank. Une des « muscovadites » du *Geological and Natural History Survey* du Minnesota.

Je me propose dans ce mémoire d'étudier ces divers types aux points de vue pétrographique, minéralogique et chimique. Quant à leurs relations géologiques et à toutes les questions de géologie générale qui s'y rattachent, je me contenterai de rappeler la façon dont les a interprétées l'auteur du *Final Report* du *Geological and Natural History Survey* du Minnesota (vol. IV et V, 1899 et 1900).

J'étudierai les roches suivantes :

Le gabbro à olivine (chapitre I);
La diabase normale (chapitre II);
La diabase à olivine (chapitre III);
L'anorthosite (chapitre IV);
La troctolite (chapitre V);
La silicoferrolite (chapitre VI);
Le gabbro à orthose, le gabbro à hornblende (chapitre VII);
La norite à cordiérite (chapitre VIII);
Le gabbro quartzifère (chapitre IX).

J'étudierai pour chaque type les caractères extérieurs, la structure, la constitution minéralogique, la composition chimique, et les propriétés optiques des minéraux constituants, en donnant brièvement les détails connus sur leurs relations géologiques sur le terrain.

Enfin, dans un dernier chapitre, je ferai un résumé et une coordination des résultats obtenus en insistant surtout sur les faits nouveaux exposés.

3. *Voir* W. S. Bayley. *The eruptive and sedimentary rocks of Pigeon Point, Minnesota :* Bull. 109. *Geol. Survey*, États-Unis, 1893; *et al.*

Digitized by Google

BIBLIOGRAPHIE DE LA GÉOLOGIE DU NORD-EST DE L'ÉTAT DU MINNESOTA.

NOTE. — *G. N. H. S. M.* = Geological and Natural History Survey of Minnesota.

1. HENRY R. SCHOOLCRAFT. Narrative journal of travels through the Great Lakes to the sources of the Mississippi river. — Albany, 1821.

2. DOUGLASS HOUGHTON. Fourth Annual Report of the State Geologist of Michigan, 1841. Réimprimé dans le *Memoir of Douglass Houghton,* par Alvah Bradish. — Détroit, Michigan, 1889.

3. FOSTER et WHITNEY. Report on the geology and topography of a portion of the Lake Superior Land District. — Part I, Washington, 1850; Part II, Washington, 1851.

4. D. D. OWEN. Report of a geological survey of Wisconsin, Iowa, and Minnesota. — Washington, 1852.

5. H. H. EAMES. Report of the State Geologist on the metalliferous region bordering on lake Superior. — St-Paul, 1886.

6. J. G. NORWOOD. Description of the geology of middle and western Minnesota, etc. : *Rep. Geol. Surv. Wis., Iowa, and Minn.,* 1852.

7. J. H. KLOOS. Geologische Notizen aus Minnesota : *Zeitsch. d. d. Geol. Gesellsch.,* 1871, Bd. XXIII. — Traduction anglaise par N. H. Winchell : 10° *Ann. Rep. G. N. H. S. M.,* 1882.

8. J. H. KLOOS. Geognotische und geographische Beobachtungen in Staate Minnesota : *Zeitsch. Gesellsch. f. Erdk.* — Berlin, 1877, Bd. XII. — Traduction anglaise par N. H. Winchell : *10° Ann. Rep. G. N. H. S. M.,* 1892.

9. A. STRENG et J. H. KLOOS. Ueber die krystallinischen Gesteine von Minnesota in Nordamerika : *Leonhard's Jahrb.,* 1877. — Traduction anglaise par N. H. Winchell : *11° Ann. Rep. G. N. H. S. M.,* 1884.

10. N. H. WINCHELL. Sketch of the work of the season of 1878 : 7° *Ann. Rep. G. N. H. S. M.,* 1879.

11. C. W. HALL. Field Report : *8° Ann. Rep. G. N. H. S. M.,* 1880.

12. N. H. WINCHELL. The Cupriferous series at Duluth. *Ibid.,* 1880.

13. E. T. SWEET. Geology of the western lake Superior district : *Geol. Win,* vol. III, 1880.

14. N. H. WINCHELL. Preliminary list of rocks : *9° Ann. Rep. G. N. H. S. M.,* 1881.

15. N. H. WINCHELL. The Cupriferous series in Minnesota : *Proc. Amer. Assoc, Adv. Sci.,* 29° meeting, 1881. — Le même dans le *9° Ann. Rep. G. N. H. S. M.,* 1881.

16. N. H. WINCHELL. Preliminary list of rocks : *10° Ann. Rep. G. N. H. S. M.* 1882.

17. R. D. IRVING. The Copper-bearing rocks of lake Superior : Mon. V., *Geol. Survey* des États-Unis. — Washington, 1883.

18. N. H. WINCHELL. Note on the age of the rocks of the Mesabi and Vermilion iron district : *Proc. Amer. Assoc. Adv. Sci.,* 33° meeting, 1884. — Le même dans le *11° Ann. Rep. G. N. H. S. M.,* 1884.

19. N. H. WINCHELL. Notes of a trip across the Mesabi range to Vermilion lake, et The crystalline rocks of Minnesota : *13° Ann. Rep. G. N. H. S. M.,* 1885.

20. A. WINCHELL. Report of geological observations made in northeastern Minnesota during the season of 1886 : *15° Ann. Rep. G. N. S. H. M.,* 1887.

21. N. H. WINCHELL. Geological report : *Ibid.,* 1887.

Digitized by Google

22. M. E. WADSWORTH. Preliminary description of the peridotites, gabbros, diabases, and andesites of Minnesota : Bull. 2. *G. N. H. S. M.*, 1887.

23. R. D. IRVING. Is there a Huronian group ? *Amer. Jour. Sci.*, vol. XXXIV, 1887.

24. R. D. IRVING. On the classification of the early Cambrian and pre-Cambrians formations : 7° *Ann. Rep. Geol. Survey* des États-Unis, 1888.

25. A. WINCHELL. Report : *16° Ann. Rep. G. N. H. S. M.*, 1888. — The Unconformites of the Animikie in Minnesota : *Amer. Geol.*, vol. I. 1888. — Two systems confounded in the Huronian : *Ibid.*, vol. III, 1889. — Conglomerates enclosed in gneissic terranes : *Ibid.*, vol. III, 1889. — Systematic results of a field study of the Archean rocks of the Northwest : *Proc. Amer. Assoc. Adv. Sci.*, 37° meeting, 1889. — The geological position of the Ogishkie conglomerate : *Ibid.*, 38° meeting.

26. H. V. WINCHELL. Report : *16° Ann Rep. G. N. H. S. M.*, 1888. The diabasic schists containing the jaspilite beds of northeastern Minnesota : *Amer. Geol.*, vol. III, 1889.

27. HERRICK, CLARKE et DEMING : Some American Norytes and Gabbros : *Amer. Geol.*, June, 1888.

28. N. H. WINCHELL. Report : *16° Ann. Rep. G. N. H. S. M.*, 1888. — A great primordial quartzyte : *Amer. Geol.*, vol. I, 1888. — The Animikie black slates and quartzytes, and the Ogishkie conglomerate of Minnesota, the equivalent of the Original Huronian : *Ibid.*, vol. I, 1888.

29. N. H. WINCHELL. Report : *17° Ann. Rep. G. N. H.S. M.*, 1889. — Methods of stratigraphy in studing the Huronian : *Amer. Geol.*, vol. IV, 1889.

30. N. H. WINCHELL. Some thoughts on eruptive rocks with special reference to those of Minnesota : *Proc. Amer. Assoc. Adv. Sci.*, 37° meeting, 1889.

31. U. S. GRANT. Report : *17° Ann. Rep. G. N. H. S. M.*, 1889.

32. H. V. WINCHELL. Report : *17° Ann. Rep. G. N. H. S. M.*, 1889.

33. A. D. MEEDS. The Stillwater, Minn. deep well : *Amer. Geol.*, vol. III, 1889.

34. A. WINCHELL. Some results of Archean studies : *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. I, 1890.

35. N. H. et H. V. WINCHELL. On a possible chemical origin of the iron ores of the Keewatin in Minnesota : *Proc. Amer. Assoc. Adv. Sci.*, 38° meeting, 1890. — Voir aussi : *Amer. Geol.*, vol. IV, 1889. The Taconic iron ores of Minnesota and western New England : *Ibid.*, vol. VI, 1890.

36. N. H. WINCHELL, Record of field observations in 1888 and 1889 : *18° Ann. Rep. G. N. H. S. M.*, 1891.

37. N. H. et H. V. WINCHELL. The iron ores of Minnesota. Bull. 6. *G. N.H.S. M.*, 1891.

38. W. S. BAYLEY. Notes on the petrography and geology of the Akeley lake region in northeastern Minnesota : *19° Ann. Rep. G. N. H. S. M.*, 1893.

39. C. R. VAN HISE. Correlation papers — Archean and Algonkian : Bull. 86. *Geol. Survey* des États-Unis, 1892. Aussi : An historical sketch of the lake Superior region to Cambrian time : *Jour. Geol.*, vol. I, 1893.

40. H. V. WINCHELL. The Mesabi iron range : *20° Ann. Rep. G. N. H. S. M.*, 1898.

41. U. S. GRANT. Field observations on certain granitic areas in northeastern Minnesota : *Ibid.*, 1893.

42. U. S. GRANT. The geology of Kekequabic lake : *20° Ann. Rep. G. N. H. S. M.*, 1893.

Digitized by Google

43. N. H. WINCHELL. Nomenclature of the pre-Silurian rocks of Minnesota *Ibid.*, 1893.

44. N. H. WINCHELL. The Norian of the Nortwest: Bull. 8. *G. N. H. S. M.*, 1893.

45. A. C. LAWSON. The anorthosites of the Minnesota coast of lake Superior: *Ibid.*, 1893.

46. A. C. LAWSON: The laccolitic sills of the northwest coast of lake Superior; *Ibid.*, 1893.

47. W. S. BAYLEY. The eruptive and sedimentary rocks on Pigeon Point, Minneseta, and their contact phenomena: Bull. 109. *Geol. Survey* des Etat-Unis, 1893.

48. W. S. BAYLEY. The basic massive rocks of the lake Superior region: *Jour. Geol.*, vol., I, 1893, vol. II, 1894; vol. III., 1895.

49. U. S. GRANT. Preliminary report of field work in 1893: *22° Ann. Rep. G. N. H. S. M.*, 1894.

50. U. S. GRANT. Note on the Keweenawan rocks of Grand Portage Island, north coast of lake Superior: *Amer. Geol.*, vol. XII, 1894.

51. A. H ELFTMAN. Preliminary report of field work in 1863: *22° Ann. Rep. G. N. H. S. M.*, 1894.

52. A. H. ELFTMAN. Note on the bedded and banded structures of the gabbro, and upon an area of troctolite: *23° Ann. Repp. G. N. H. S. M.*, 1895.

53. N. H. WINCHELL. Série de neuf articles dans l'*American Geologist*, vol. XV et XVI, 1895. Voir surtout: A rational view of the Keweenawan: *Ibid.*, vol. XVI, 1895.

54. N. H. WINCHELL. The origin of the Archean greenstones: *23° Ann. Rep. G. N. H. S. M.*, 1895. Voir aussi: Preliminary considerations as to the structure and origin of crystalline rocks: *20° Ann. Rep. G. N. H. S. M.*, 1892.

55. H. V. WINCHELL et U. S. GRANT: Preliminary report on the Rainy lake gold region: *23° Ann. Rep. G. N. H. S. M.*, 1895.

56. C. R. Van HISE. Reviews of pre-Cambrian literature: *Jour. Geol.*, vol., I, 1893; vol. III, 1895; vol. IV, 1896.

57. N. H. WINCHELL et U. S. GRANT. Volcanic ash from the north shore of lake Superior: *Amer. Geol.*, vol. XVIII, 1896.

58. A. P. COLEMAN. The anorthosites of the Rainy lake region: *Jour. Geol.*, vol IV, 1896.

59. N. H. WINCHELL: Some news features in the geology of northeastern Minnetosa: *Amer. Geol.*, vol XX, 1897.

60. N. H. WINCHELL. The geology of the Keweenawan area in northeastern Minnesota: *Amer. Geol.*, vol. XX, 1897.

61. N. H. WINCHELL. Some resemblances between the Archean of Minnesota and of Finland: *Amer Geol.*, vol XXI, 1898.

62. N. H. WINCHELL. Final Report, vol. IV et V, *G. N. H. S. M.*, 1899 et 1900.

Digitized by Google

CHAPITRE I

Gabbro à olivine.

Bien que j'étudie une région constituée, dans sa plus grande partie, par des gabbros, et que l'on y rencontre presque toutes les variétés connues de cette roche, le gabbro normal des pétrographes y est très rare, et je n'ai pu en obtenir un seul échantillon typique. Je sais cependant qu'il se présente localement comme accident dans l'anorthosite, là où cette dernière roche est très riche en pyroxène. Par gabbro normal, j'entends un agrégat grenu (non ophitique), composé essentiellement de plagioclase et de pyroxène (généralement diallagique) en quantités à peu près égales, avec plus ou moins de magnétite, et quelques petits cristaux d'apatite.

Mais si le gabbro normal est très rare, il n'en est pas de même du gabbro à olivine, qui se rencontre en grande abondance en bien des points de la région que j'ai étudiée.

Le *gabbro à olivine* du Minnesota est une roche de structure et de composition très uniformes[1]. Elle est assez homogène, mais on y observe parfois une sorte de structure rubanée due à la localisation des minéraux ferromagnésiens en certaines zones parallèles[2], alors qu'ils sont rares dans d'autres. Les éléments sont parfois de dimensions moyennes, mais souvent ils sont assez grands.

La couleur de la roche est, en général, le vert grisâtre, qui devient vert foncé quand les minéraux ferromagnésiens abondent. Par altération, les mêmes minéraux donnent à la roche une couleur brune ou noir verdâtre. Les cassures fraîches montrent les clivages brillants du feldspath, aussi bien que les clivages beaucoup plus ternes du pyroxène. Sur les premiers, les stries de la macle de l'albite sont presque toujours visibles. Les plages du feldspath sont, d'ordinaire,

1. Cf. W. S. Bayley : *Journal of Geology*, I, 189, p. 698.

2. M. le professeur N. H. Winchell admet que cette structure en couches n'est pas due à une différenciation ni à la pression, mais qu'elle trahit le rubanement originel des greenstones (Voir *Geol. Nat. Hist. Survey of Minn. Final Report*, vol. IV et V, 1899 et 1900.)

Digitized by Google

parfaitement fraiches et vitreuses, et elles sont généralement plus abondantes et plus grandes que celles du pyroxène. Le pyroxène est tout à fait noir en masse; en petits éclats, il est vert foncé. Assez souvent, il n'existe pas de formes propres définies dans l'augite, qui est alors xénomorphe. La présence de la magnétite est mise en évidence par des reflets brillants métalliques d'une couleur noir bleuâtre; elle est parfois abondante. La biotite saute aux yeux à cause de son clivage absolument parfait qui donne des reflets très brillants d'une couleur brune ou noire; mais l'étude microscopique va nous montrer que ce minéral est souvent, sinon toujours, d'origine secondaire. Elle est, en effet, le résultat d'une réaçtion entre le feldspath et les minéraux ferrifères. L'olivine est assez difficile à distinguer, surtout quand elle est toute fraîche; ses produits de décomposition sont plus visibles. Le minéral intact est vert d'olive ou jaunâtre. Il se trouve d'ordinaire en cristaux arrondis et assez petits, mais il fait rarement défaut. La pyrite complète la liste des minéraux visibles à l'œil nu.

Quand elle s'altère, la roche devient vert foncé, mais, par endroits aussi, jaune brunâtre, quand l'altération est très avancée. Le feldspath devient blanc, sombre et opaque quand il se transforme en un agrégat de grains très fins. En même temps, l'olivine perd son éclat et sa transparence, et se change en une masse terne de minéraux du groupe de l'antigorite. L'augite se transforme d'abord en diallage, ensuite en produits chloriteux.

La *structure* du gabbro normal est toujours granitique avec des grains gros ou moyens. Ce n'est que dans les dykes, et surtout dans les grands épanchements intrusifs qui se trouvent en si grande abondance au nord et à l'est du massif des gabbros grenus, à l'ouest du Pigeon Point que la roche se transforme en diabase, en prenant la structure ophitique. Le gabbro normal contient toujours comme éléments primaires de la magnétite, de l'olivine, de l'augite et du labrador; d'ordinaire, on peut trouver en outre quelques petits cristaux d'apatite. Ceux-ci ont cristallisé de très bonne heure, mais leur relation avec la magnétite n'a pas été observée; des cristaux bien formés sont souvent englobés par l'augite, le labrador ou d'autres minéraux. Comme l'augite s'altère parfois en biotite, des cristaux d'apatite se trouvent aussi dans ce minéral. La magnétite, d'ordinaire, ne présente pas de contours cristallins réguliers, mais, toutes les fois qu'on trouve des cristaux distincts, le fer oxydulé se montre nettement plus ancien que les autres minéraux. J'ai observé, en effet, un cristal bien net de magnétite moulé par de l'augite (Voir fig. 1). Mais, le plus souvent, l'oxyde de fer forme des grains ou des masses irrégulières qu'on trouve fréquemment entre des plages de labrador, mais, parfois aussi, englobées dans ces dernières. On peut dire que la magnétite ne

Digitized by Google

manque jamais, mais elle est très rarement abondante. Il est très probable que les fines inclusions aciculaires du feldspath, aussi bien que des grains extrêmement petits qui sont disséminés dans toute la roche, mais qui abondent surtout dans le feldspath, sont tous de la magnétite, le plus souvent titanifère. L'olivine ne fait défaut que rarement, et peut être en assez grande abondance. Sa période de consolidation s'est terminée probablement avant le commencement de la cristallisation du pyroxène, et elle a fourni la base sur laquelle l'augite a cristallisé.

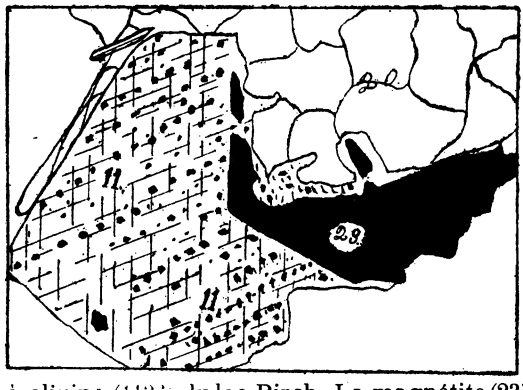


Fig. 1. — Gabbro à olivine (1135) du lac Birch. La magnétite (23) est automorphe par rapport à l'augite (11) qui paraît être automorphe par rapport à l'olivine (20). × 160.

En effet on trouve souvent tout autour des grains d'olivine une bordure de pyroxène qui peut s'étendre en un sens quelconque pour former une masse distincte, mais ayant la même orientation que la bordure. Ce développement des bordures en plages distinctes montre bien que les bordures ne sont pas formées par une réaction entre l'olivine et le feldspath [1], comme on pourrait le croire. Le pyroxène est en général automorphe, en contact avec du feldspath, qui souvent l'englobe. Mais il y a des exceptions très nettes et assez nombreuses à cette règle générale. En effet, l'augite se trouve souvent en masses irrégulières, ou parfois triangulaires, entre les plages de feldspath et, dans ces cas, le minéral ferromagnésien est évidemment le plus récent. Ces exceptions indiquent bien que, tandis que la cristallisation du pyroxène avait commencé avant celle du feldspath, elle était encore inachevée quand le plagioclase était en grande partie solidifié. Quoique le feldspath fût en général le dernier des minéraux primaires à se solidifier, sa cristallisation avait sans doute commencé quelque temps avant l'achèvement de la consolidation du pyroxène. Donc, on trouve parfois l'ordre normal renversé, mais la vraie structure ophitique ne se

1. Cf. W. S. Bayley The Basic Massive Rocks of the Lake Superior region : *Journal of Geology*, 1893, I, p. 766.

Digitized by Google

produit pas dans le gabbro normal. Quand on la trouve, c'est dans les types de passage aux diabases, et on peut constater l'existence de tous les stades de ce passage ; cependant, il est presque toujours facile de distinguer le gabbro des diabases.

M. W. S. Bayley [1] admet que le type granitoïde ne peut pas être distingué du type ophitique sur le terrain ; et il ajoute que toujours, quand les deux types sont en contact, il n'existe pas de transition, le contact est brusque. Au contraire, M. A. C. Lawson [2] et plusieurs autres auteurs admettent que les passages sont parfois absolument insensibles entre les diabases absolument caractéristiques et les gabbros franchement granitoïdes à gros grains.

Minéraux primaires. — Le *labrador* du gabbro normal possède des macles communes aux plagioclases suivant les lois de l'albite, de Carlsbad et de la péricline. La macle de l'albite est à peu près constante ; les autres le sont moins. La couleur en masse est d'ordinaire assez foncée, à cause des inclusions nombreuses d'aiguilles noires (probablement magnétite).

L'angle d'extinction dans les sections perpendiculaires à n_g est de 33° ½ à 34° ; dans les mêmes plages, l'angle entre la macle de l'albite et celle de la macle de la péricline est de 65°, et l'angle entre la macle de l'albite et la trace du plan qui contient des aiguilles noires est de 16°. L'angle d'extinction dans les sections perpendiculaires à n_p est de 58° à 58° ½, tandis que l'angle entre les deux macles de l'albite et de la péricline est d'environ 77° ou 78°. Ces sections sont presque perpendiculaires aux aiguilles noires, qu'on n'aperçoit que comme des petits points sans allongement apparent. Il semble, cependant, que la trace du plan dans lequel elles sont couchées fait un angle de 34° avec la trace de la macle de l'albite. La bissectrice aiguë est n_g, et l'angle des axes optiques paraît être moins grand que dans le labrador [3] de l'anorthosite de Carlton Peak, mais on n'a pu faire aucune mesure précise. L'angle d'extinction dans les fragments de clivage parallèles à $p(001)$ est de —11° à —13°, et dans les fragments parallèles à $g^1(010)$ il est d'environ — 26°. L'angle maximum d'extinction [4] égal dans la zone de symétrie de la macle de l'albite varie suivant les préparations de 35° ½ à environ 40°. La densité varie de 2,700 à 2,712, mais la moyenne [5] ne dépasse pas 2,704.

Toutes les analyses faites jusqu'à présent démontrent que le minéral

1. W. S. Bayley : *op. cit.*, p. 453.
2. A. C. Lawson. Laccolitic Sills of the Northwest Coast of Lake Superior : *Geol. Nat. Hist. Surv. Minn.*, 8, 1893, p. 30.
3. Voir chapitre IV, plus loin.
4. Cf. Bayley : *Jour. Geol.*, I, p. 700, 1893, qui donne 35°.
5. Cf. Bayley : *Jour. Geol.*, I, p. 700, 1893, qui donne 2,701.

Digitized by Google

est un labrador dont la composition varie entre celles exprimées par Ab_3An_4 et Ab_2An_3. Les analyses suivantes ont été faites :

	I	II	III
SiO_2	53.45	52.61	52.50
TiO_2	trace	trace	trace
Al_2O_3	29.77	29.80	30.15
Fe_2O_3	0.33	0.57	0.47
FeO	0.15	0.23	0.15
MgO	0.11	0.20	0.10
CaO	11.33	12.25	12.82
Na_2O	4.33	3.80	3.72
K_2O	0.68	0.53	0.53
H_2O	0.23	0.29	0.25
	100.38	100.28	100.69

I. — Labrador du gabbro de sec. 23, T. 62-10. par W. F. Hillebrand du *Geological Survey* des Etats-Unis. Voir Bull, 148. *Geological Survey* des États-Unis, 1897, p. 112.
II. — Labrador du gabbro de sec. 25. T. 64-8, par W. F. Hillebrand, *Ibid.*
III. — Labrador du gabbro du chemin de fer Duluth ard Iron Range, par W. F. Hillebrand, *Ibid.*

La première analyse représente un feldspath d'une composition très voisine de Ab_3An_4 ; les deux autres sont de la composition Ab_2An_3, à peu de chose près.

L'élément pyroxénique de la roche appartient d'ordinaire au groupe du *diopside*, étant donné la pauvreté en alumine indiquée par l'analyse donnée plus loin ; l'hypersthène ne se trouve dans le gabbro que sur les bords des massifs où le magma était en contact avec d'autres roches.

Le pyroxène est parfois nettement automorphe, et alors on peut reconnaître les faces $m(110)$, $g^1(010)$. Des macles parallèles à $h^1(100)$ ne sont pas rares ; les clivages caractéristiques à 93° sont d'ordinaire bien développés ; il existe des plans de séparation suivant $h^1(100)$, ou $p(001)$, ou même parfois suivant $g^1(010)$, et le minéral passe ainsi au diallage. En lames minces, le minéral montre une coloration très légère, avec, souvent, un pléochroïsme faible dans les teintes suivantes :

Épaisseur 0.025 à 0.03 mm.	Épaisseur 0.1 mm.
n_g = verdâtre pâle	vert
n_m = vert-jaune pâle	vert-jaune
n_p = rose.	jaune brunâtre.

La réfringence est supérieure à celle de l'olivine, comme on peut voir par la méthode Becke ; la biréfringence [1] est au moins 0.022.

1. Sauf dans des cas exceptionnels on a estimé la valeur de la biréfringence au moyen des Tableaux des Biréfringences de Michel Lévy et Lacroix (*Minéraux des Roches*, 1888), en n'employant que des préparations n'ayant pas plus de 0.03 mm. ni moins de 0.025 mm. d'épaisseur.

Digitized by Google

le minéral est biaxe et positif, avec l'angle 2E très grand. La dispersion autour de n_g est $\rho > v$.

L'analyse suivante du diallage d'une roche tout à fait semblable et du même âge, mais d'un gisement situé au sud du lac Supérieur, met en évidence une teneur assez élevée en titane et une très faible proportion d'alumine [1].

	I
SiO_2	49.80
TiO_2	1.29
Al_2O_3	2.86
Fe_2O_3	2.48
FeO	10.82
MnO	0.37
MgO	15.33
CaO	16.50
Na_2O	0.51
K_2O	0.12
H_2O	0.33
	100.41

I. Diallage du gabbro de Ashland County, Wisconsin, par W. F. Hillebrand; il existe aussi des traces de P_2O_5 et Li_2O (?), mais pas de SrO, ni de BaO. Voir Bull. 148. *Geological Survey* des États-Unis, 1897, p. 105.

L'*olivine* du gabbro normal ne possède que très rarement des macles; ses clivages parallèles à $g^1(010)$ et $p(001)$ ne se voient qu'après que l'altération a commencé; ils peuvent alors devenir très distincts; les lignes sont fines, assez continues et droites.

Le clivage parallèle à $g^1(010)$ est toujours meilleur que l'autre; tous deux s'accentuent souvent par des inclusions opaques noires (probablement de la magnétite secondaire).

Les cassures curvilignes, qui sont fréquentes et grossières, s'accentuent aussitôt par des produits d'altération. En masse, l'olivine est orangé ou vert-olive; en lame mince, elle est incolore. Par la méthode de Becke, on voit que :

Olivine $n_p > n_g$ biotite.
Olivine $n_m < n_p$ augite.

J'ai pu constater le signe positif de la bissectrice et la valeur voisine de 90° de l'angle des axes optiques.

L'olivine est parfois automorphe, les contours sont ordinairement plus ou moins irréguliers avec angles arrondis.

L'olivine du gabbro est souvent très ferrifère [1]. L'analyse qui suit est celle d'une olivine d'un gisement situé près du lac Birch; le minéral,

1. L'olivine est souvent remplacé dans cette roche par de la fayalite, d'après M. N. H. Winchell (communication verbale).

1. On n'a pu encore faire aucune analyse du minéral des gabbros du Minnesota, à cause des difficultés qu'on éprouve à obtenir le minéral pur.

Digitized by Google

qui ne présentait que quelques traces d'altération, est une hyalosidérite ferrifère; le rapport Mg : Fe est environ 1.43 : 1.

SiO_2	35.58
TiO_2	1.22
Al_2O_3	0.92
Cr_2O_3	trace
FeO	33.91
MnO	0.35
CoO	0.20
NiO	?
MgO	26.86
CaO	0.90
H_2O	0.31
	100.25

I. Olivine du gabbro de sec. 19, T. 63-9, non loin du lac Birch, par W. F. Hillebrand du *Geological Survey* des États-Unis, voir W. S. Bayley : *Jour. Geol.* 1893, vol. I, p. 705.

La forte proportion de titane est intéressante et pourrait peut-être permettre d'appeler le minéral titanolivine; c'est au moins un terme de passage à ce minéral.

Au moment de la consolidation du gabbro, l'excès d'oxyde de fer a cristallisé sous forme de *magnétite*. Ce minéral est rarement automorphe, bien qu'on en rencontre des cristaux aciculaires à contours bien nets. Des plans de séparation parallèles aux faces de l'octaèdre se voient souvent à la lumière réfléchie. Cette magnétite n'est pas magnétipolaire dans sa plus grande part. Sa couleur est noir de fer avec des reflets métalliques noirs bleuâtres brillants.

Quoique le minéral soit souvent titanifère, il ne se forme pas de leur coxène à ses dépens.

L'*apatite* constitue des prismes hexagonaux d'ordinaire assez courts et terminés par la base, ou par des faces pyramidales. Les clivages basiques sont rares et peu distincts. Il en existe aussi, mais d'imparfaits (dans les cristaux assez grands seulement) parallèlement à une ou plusieurs des faces prismatiques. L'apatite est transparente et incolore en masse aussi bien qu'en lame mince.

En général, l'apatite ne se trouve, dans le gabbro, qu'en petits cristaux éparpillés çà et là. Elle fait entièrement défaut dans bien des préparations, et n'a aucun effet appréciable sur la composition de la roche en bloc. Elle peut être englobée dans un quelconque des autres minéraux de la roche, mais elle se trouve le plus souvent dans le labrador ou le diopside. On trouve parfois des cristaux d'apatite autour desquels il n'y a pas d'auréoles pléochroïques, même quand le minéral englobant est la hornblende brune ou verte ou la biotite.

Dans d'autres cas, au contraire, il existe une auréole bien nette autour

Digitized by Google

des cristaux d'apatite, englobés par la hornblende ou par la biotite. Enfin, il arrive parfois que dans une même préparation l'apatite soit entourée par une auréole dans quelques plages de la biotite, tandis qu'elle en est dépourvue dans d'autres plages du même minéral.

Très rarement, dans quelques échantillons seulement, on trouve comme minéral ancien l'*allanite*[1]. Elle détermine dans tous les minéraux colorés des auréoles pléochroïques très intenses. Les petits cristaux sont automorphes, mais souvent arrondis. La couleur et le pléochroïsme sont variables, mais, d'ordinaire, ils sont intenses dans les teintes brunes. La biréfringence est également très variable avec un maximum qui atteint 0.027 au moins. La réfringence est très forte.

Inclusions[2]. — Plusieurs des minéraux de ces roches renferment des inclusions constantes qui méritent une étude spéciale. Le feldspath du gabbro normal ne montre que rarement des altérations secondaires atmosphériques ou métamorphiques, mais il contient presque toujours des grains, noirs, opaques et extrêmement petits, qui sont dispersés partout dans le feldspath, et même se présentent, quoique moins fréquemment, dans les autres minéraux de la roche. Ces grains sont d'ordinaire moins abondants ou manquent entièrement autour des masses et cristaux de magnétite ; il est donc probable qu'ils sont constitués par du fer oxydulé. Les inclusions aciculaires et noires, qu'on trouve si fréquemment dans les gabbros de bien des régions, font défaut parfois, mais se présentent d'ordinaire avec tous leurs caractères habituels. Jusqu'à présent on n'a pas trouvé dans les gabbros du Minnesota les carrés et les lamelles colorés appelés par Schrauf microplakites et microphyllites. Les inclusions liquides sont rares et petites.

Le pyroxène renferme souvent les inclusions bien connues dans la bronzite, et probablement identiques à celles qu'on rencontre dans quelques diallages et hypersthènes, et aux microplakites et microphyllites des labradors. Elles abondent surtout le long des plans de séparation parallèles à $p(001)$, mais elles se rencontrent parfois quand il n'y a aucune trace de plans de séparation. Leur direction d'ensemble est parallèle à $p(001)$, quoique les inclusions individuelles soient souvent perpendiculaires à ce plan. Plus rarement, elles sont parallèles à $h(100)$; assez souvent, en outre, elles sont disséminées çà et là dans le pyroxène, et alors elles n'ont pas d'orientation définie.

On a beaucoup discuté sur l'origine de ces inclusions ; Kosmann et Trippke croient qu'elles sont des produits d'infiltration ; Judd en fait la base de sa théorie de la schillerisation en les considérant comme

1 Voir l'étude détaillée, chapitre III la diabase à olivine.
2. Je n'étudie sous ce titre que des inclusions de très petite taille.

Digitized by Google

dues à l'action des liquides, notamment de l'eau, à une grande profondeur et sous une forte pression. Il admet que sous pression certains plans agissent comme des plans d'altération la plus facile, ou « solutions planes » ; que les cristaux négatifs s'y développent d'abord, pour être bientôt remplis plus ou moins complètement par des liquides, et ensuite par des oxydes hydratés variés qui dérivent du minéral englobant, sauf dans quelques cas exceptionnels, comme par exemple les inclusions dans le labrador.

MM. Rosenbusch et Williams[1], au contraire, croient qu'elles sont d'origine primaire. M. Bayley[2], en étudiant les gabbros du Minnesota, déclare que ces inclusions sont d'origine secondaires et sont dues à la schillerisation. Il se base sur deux faits d'observation : 1°, les inclusions se rencontrent souvent dans les zones qui polarisent en couleurs différentes de celles que présentent les autres parties de la plage ; 2°, le pyroxène englobant directement les inclusions « seems to be more changed from its original condition than portions of the same lamellæ at a greater distance from them ».

Si on examine quelques préparations de ces roches, on contestera difficilement ces faits. Mais il s'agit de les interpréter. M. Bayley admet que les deux faits indiquent que les inclusions en voie de formation ont absorbé une partie des éléments de pyroxène ambiant qui se trouve ainsi modifié en apparence, quant à ses propriétés optiques. Or, les zones qui contiennent les inclusions polarisent réellelement en couleurs distinctes ; mais ce n'est pas tout, elles s'éteignent sous des angles différents. Ne sont-ce pas de vraies macles? En outre, ces macles ne sont pas inséparablement associées aux inclusions ; on les rencontre là où les inclusions manquent absolument, et par contre on rencontre des bandes d'inclusions qui ne sont accompagnées d'aucune macle. (Voir fig. 2.) L'association des macles avec les inclusions n'est pas une chose extraordinaire ; au contraire, elle se rencontre très fréquemment ; c'est un fait bien connu. Il est même probable que la présence des inclusions, au moment où la roche a subi une pression, a déterminé dans bien des cas les macles.

On a dit que le minéral paraît avoir « changé sa condition originelle » autour des inclusions. Cela n'est vrai que dans le sens que la zone qui entoure les grains est plus claire et plus transparente que les autres parties du pyroxène. Un examen attentif, fait avec les plus forts grossissements, montre que cette apparence est due au fait que la masse du pyroxène est remplie de très fines particules très semblables aux plus grandes

1. Williams : *Amer. Jour. Scienc.*, 1886, XXXI, p, 31. Plus tard, Williams a admis que ces inclusions peuvent avoir, selon les cas, au moins deux origines différentes : l'origine primaire et la schillerisation.

2. Bayley : *Jour. Geol.*, 1853, I, p. 703.

Digitized by Google

inclusions lamelleuses, tandis que la zone entourant directement ces inclusions en est dépourvue.

Une telle condition est évidemment tout à fait compatible avec l'origine primaire des inclusions ; en effet, presque toute préparation de roches holocristallines présente des phénomènes analogues ; il n'y a qu'à citer la grandeur des cristaux d'apatite, malgré la quantité relativement très faible d'acide phosphorique dans la composition de la roche. Dans le cas de l'apatite, l'attraction entre les éléments

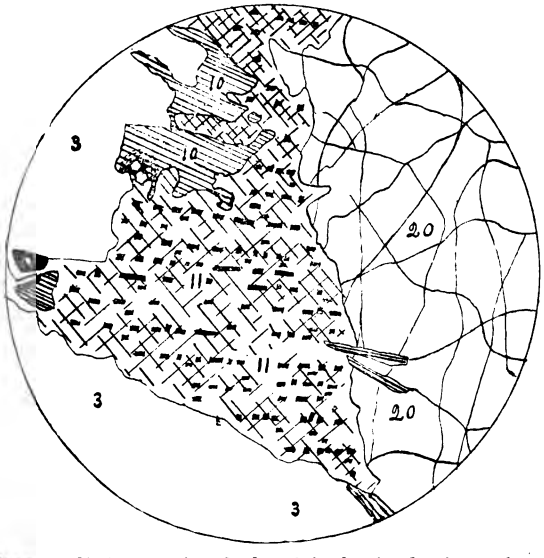


Fig. 2. — Gabbro à olivine (1136) du lac Birch ; inclusions dans le pyroxène (11) sans traces de macle ; altération en biotite (20). La biotite se forme, en outre, par mésogenèse entre le labrador et le pyroxène, et entre l'olivine et le labrador (3). × 60.

semblables, qui forment les cristaux, est très grande, et peut s'exercer à des distances même macroscopiques ; c'est un cas extrême ; la plupart des minéraux possèdent, à un degré bien moins accentué, ce pouvoir d'attirer à eux, quand ils sont en voie de cristallisation dans un magma, les éléments nécessaires à la continuation de leur formation. Dans le cas dont il s'agit ici, le pouvoir d'attraction n'est évidemment que très faible, puisqu'il ne fonctionne que dans des limites très restreintes, toujours microscopiques.

Donc, il n'existe aucune indication que ces inclusions ne sont pas primaires, et le fait qu'il est parfois possible de démontrer l'origine primaire d'inclusions tout à fait semblables donne à penser qu'il faut attribuer la même origine aux inclusions du pyroxène. Cette conclusion est en outre corroborée par le fait que les inclusions ne sont que très

Digitized by Google

rarement limitées par les plans du pyroxène ambiant ; elles sont d'ordinaire de contours tout à fait irréguliers, mais elles possèdent parfois des contours hexagonaux qui leur sont évidemment propres.

On trouve en outre, mais plus rarement, de petits grains et de fines aiguilles de magnétite tout à fait identiques aux inclusions si communes dans le feldspath. On n'a pas trouvé d'inclusions liquides.

L'olivine s'altère si facilement qu'il est extrêmement difficile de distinguer les inclusions primaires des produits d'altération. Les premières paraissent être très rares; cependant, des inclusions liquides se présentent rarement, et certains cristaux de magnétite semblent être d'origine primaire, quoique la plus grande partie de magnétite soit, sans aucun doute, secondaire.

Les inclusions de magnétite, si elle existent, ne se voient pas. L'apatite contient parfois des inclusions liquides.

Altérations. — Le gabbro est en général très peu altéré et c'est pour cette raison qu'il est possible, en l'étudiant, de se faire une idée nette sur son origine. Pour la même raison on ne peut pas choisir de matériaux se prêtant mieux à l'étude des commencements d'altération de bien des genres de minéraux.

Le labrador s'altère parfois pour former de la calcite accompagnée souvent par des grains très fins de quartz. Cette altération est due à l'action des eaux superficielles chargées d'acide carbonique; elle peut commencer en un point quelconque du cristal pour s'étendre peu à peu d'une façon irrégulière dans tous les sens. Mais ce premier centre d'altération n'est jamais bien développé avant que d'autres se présentent ailleurs dans la plage, pour continuer de la même façon. Cette calcite secondaire contient parfois des inclusions opaques, noires et très nombreuses, qui sont si petites qu'il est absolument impossible de déterminer leur nature. Mais il est probable qu'elles sont constituées par des grains de magnétite, et qu'elles représentent une partie de la matière transformée des nombreuses aiguilles de magnétite du labrador non altéré. En même temps, il est probable que ces aiguilles fournissent une grande partie du fer nécessaire pour la formation de la pennine secondaire qui se forme souvent en même temps que la calcite. Celle-ci se développe généralement de la même façon que la calcite, c'est-à-dire qu'elle se forme en des points quelconques, mais le plus souvent le long des clivages ou cassures du feldspath; ces facules s'étendent peu à peu irrégulièrement, mais en suivant en général des lignes de clivages. La magnésie qui entre dans la composition de la chlorite est empruntée sans doute aux autres minéraux de la roche, et surtout à l'olivine; elle est apportée au feldspath par le même agent qui cause l'altération du dernier.

Le labrador s'altère moins souvent pour former un minéral phylli-

Digitized by Google

teux qu'il a été impossible de préciser davantage. Vu la fréquence de la muscovite, comme produit d'altération, même dans les roches très basiques, on pourrait penser qu'on a affaire à une vraie séricite fibreuse ; mais la paragonite ou même la margarite sont plus en rapport avec la composition du feldspath. Les propriétés optiques de ces minéraux sont presque identiques, et quand ils sont seulement en fibres très fines, il est impossible de les distinguer, à moins qu'ils ne se trouvent en masses assez grandes pour se prêter aux essais chimiques. Cette altération peut se produire dans des points quelconques du labrador, mais on la trouve surtout dans les points où il y a déjà des commencements d'altération conduisant aux autres minéraux. Elle a une tendance marquée à se développer en peu de points au lieu de former de nouveaux centres d'altérations. C'est cette altération qui est appelée damouritisation par M. A. Lacroix [1].

Des lamelles d'une hornblende verte et pléochroïques se trouvent aussi entièrementt englobées dans le labrador. Elles sont évidemment des produits d'altération.

Enfin, il existe un dernier minéral secondaire formé aux dépens du felsdpath et que je n'ai rencontré que dans cette roche, c'est la *pectolite*. On sait que ce minéral est monoclinique et presque isomorphe avec la wollastonite. Elle possède donc la forme caractéristique des pyroxènes ; néanmoins on l'a rangée souvent parmi les zéolites, parce qu'elle contient une quantité notable d'eau. A l'heure actuelle on est généralement d'accord pour admettre que c'est un pyroxène, ou un minéral étroitement lié à ce groupe. Elle se présente en petites lamelles et fibres, souvent groupées en sphérolites. Le minéral possède deux clivages parallèles respectivement à $p(001)$ et $h^1(100)$ qui forment un angle d'environ 85°. Comme on n'a jusqu'à présent signalé aucun cas de formation de la pectolite par la décomposition directe d'un feldspath [2], qnoique le gisement ordinaire soit dans les cavités et fractures des roches ignées basiques, il est certainement bon de bien préciser les caractères du minéral dont il s'agit ici.

Le minéral se trouve dans le gabbro à olivine du lac Birch, comme un produit indubitable d'altération du labrador. Il s'associe souvent aux autres produits d'altération tels que la calcite et la pennine et doit son origine probablement à la même cause, l'action des eaux superficielles. En général, il ne se forme que dans les grains où il existe déjà des cassures produites sans doute par la pression. Il se trouve rarement sur les bords des grains de feldspath, mais plus souvent le

1. A. Lacroix : *Minéralogie de la France,* II, 1897.

2. M. Lacroix a décrit une transformation s'effectuant d'une façon tout à fait analogue. C'est l'altération de l'anorthite en wollastonite. (Voir *Minéralogie de la France*, II, p. 43)

Digitized by Google

long des clivages ou des lignes de cassure. Le minéral est transparent et incolore à la lumière transmise ; à la lumière réfléchie, il donne la couleur blanchâtre qu'on voit si souvent aux feldspaths acides en voie d'altération en kaolinite, etc. Il est fibreux, et les fibres s'entrelacent de telle sorte qu'elles font de très petits angles avec les fibres voisines et forment une structure confuse, ou parfois radiée, qui produit une extinction moirée familière surtout dans les zéolites fibreuses. Les fibres se développent parfois en lamelles, mais elles sont tellement petites que la détermination des propriétés optiques est extrêmement difficile, même avec les plus forts grossissements. Mais il est bien facile de constater que l'allongement des fibres est toujours positif, et que la réfringence est toujours supérieure à celle du labrador. La biréfringence est au moins de 0.030. L'extinction zéolitique empêche la détermination précise de l'angle d'extinction, mais il ne dépasse pas deux ou trois degrés, et peut bien être toujours zéro.

Il existe quatre minéraux de roches qui possèdent les caractères déjà énumérés ; ce sont la pyrophyllite, le talc, certains micas blancs, notamment la muscovite et la pectolite. Dans tous ces minéraux n est à peu près perpendiculaire au clivage facile $p(001)$. Dans la pectolite ce clivage est appelé $h^1(100)$ par quelques auteurs pour mieux mettre en évidence l'analogie avec le groupe des pyroxènes. Pour chacun de ces quatre minéraux l'écartement des axes optiques est très distinct ; ainsi, dans le talc l'angle 2E est de 15° à 20°, dans la muscovite il est rarement inférieur à 50° et jamais supérieur à 75°, dans la pyrophyllite il est de 105° à 110°, tandis que dans la pectolite il est de 143° à 145° ; dans ce dernier cas c'est la valeur de l'angle obtus apparent, puisque la pectolite est positive. Après une recherche minutieuse, j'ai pu rencontrer une petite lamelle ayant à peu près l'orientation nécessaire pour montrer la bissectrice. C'est nettement la bissectrice n_p, qui doit être la bissectrice obtuse puisque les hyperboles sortent tout de suite du champ du microscope. En effet l'angle entre les deux positions de tangence de l'hyperbole aux deux côtés du champ, n'est que 33° ou 34°, quoique l'obliquité de la préparation augmente forcément cet angle. Donc, le minéral est positif et ne peut être que la pectolite.

Malheureusement elle ne se trouve pas en quantité suffisante pour une analyse chimique ; même les essais microchimiques sont absolument impossibles. Il est facile de voir que les changements chimiques qui accompagnent cette altération du labrador en pectolite sont l'élimination de l'alumine avec un décroissement notable de la silice.

L'altération du pyroxène débute souvent par l'apparition des plans de séparation. Ils se présentent aux bords des cristaux pour se propager à l'intérieur. Le pyroxène se transforme souvent en chlorites, en micas, ou en hornblende. Dans la chloritisation du pyroxène les fibres

Digitized by Google

d'un vert très pâle paraissent d'abord le long des bords de l'augite et se propagent assez facilement en suivant les clivages et les lignes de cassure. Le pyroxène peut être ainsi totalement transformé en une masse lamelleuse de la pennine, du clinochlore, ou plus rarement de la delessite [1].

L'ouralitisation est assez rare ; la hornblende qui en résulte est toujours pléochroïque, soit dans les teintes brunes, soit dans les vertes.

L'altération du pyroxène en biotite ne se produit que rarement sans la coopération évidente du feldspath. On la trouve alors dans les clivages de l'augite.

Enfin, tous ces modes d'altération du pyroxène sont accompagnés de production de grains d'oxydes de fer (surtout magnétite), ce qui s'explique par la richesse originelle en fer de l'augite. Ces grains se présentent le long des clivages et des plans de séparation, mais parfois ils se forment d'une façon irrégulière.

La serpentinisation de l'olivine est une altération si bien connue qu'il n'y a qu'à constater que le minéral résultant est de la bowlingite [2] bien plus souvent que de l'antigorite. Elle s'oriente souvent sur l'olivine ; dans ce cas, un seul cristal de bowlingite se forme aux dépens d'un seul cristal d'olivine. Mais il peut aussi y avoir de la bowlingite fibreuse, et alors les fibres possèdent toutes les orientations possibles et offrent l'extinction zéolitique. Souvent aussi la bowlingite possède la *structure maillée*, avec ou sans produits colloïdes.

La bowlingite ne se forme que rarement en dehors des grains d'olivine, et alors à très peu de distance, mais l'antigorite remplit toutes les lignes de fracture dans le labrador, et forme ainsi des lignes qui vont d'un cristal d'olivine à un autre. S'il se présente des cavités ou amygdales, elles se remplissent rapidement avec de l'antigorite. (Voir planche I. Fig. 1.)

Un seul mode d'altération de l'olivine me reste à décrire ; c'est la formation de la biotite, qui est en général assez rare. La biotite prend naissance de plusieurs façons ; elle n'est que très rarement le produit de l'altération directe de l'olivine seule. La biotite apparaît premièrement aux bords des plages pour se propager le long des fentes en la-

1. Je n'ai jamais trouvé ce minéral, mais il n'est pas rare dans la région du lac Supérieur ; et Bayley l'a signalé comme produit d'altération d'augite : voir Bayley, *op. cit.*, 704.

2. La bowlingite est un type ferrifère et négatif du groupe des minéraux connus jusqu'à ces dernières années sous le nom de serpentine. Elle se rapproche en composition chimique de la saponite. Selon toute probabilité l'*iddingsite* de Lawson est un synonyme de la bowlingite ; la dernière a été décrite plusieurs années avant la première, et il n'y a pas de raison pour changer de nom. Voir Lacroix : *Minéralogie de la France*, 1896, I, p. 442.)

Digitized by Google

melles continues. Parfois elle se développe entre l'olivine et le feldspath (voir fig. 2), à la façon des produits de « réaction » auxquels les deux minéraux fournissent une partie des éléments essentiels. J'appelle ce mode de formation la *mésogenèse*. La biotite se forme aussi par mésogenèse entre la magnétite et le labrador, et entre le pyroxène et le labrador (voir fig. 2). Enfin elle se développe par l'altération du pyroxène seul, d'où elle s'étend parfois dans l'olivine (voir fig. 2).

La magnétite est souvent entourée par une zone de biotite mésogène ; c'est même l'origine ordinaire du mica noir de la roche. Dans ces cas la biotite ne s'étend jamais hors de la zone de contact des deux minéraux. C'est le produit de l'altération simultanée de la magnétite et du labrador.

Le leucoxène qui a été signalé dans d'autres gabbros de la région n'existe pas dans mes types quoique la magnétite de certaines diabases au moins soit bien titanifère.

Dans les parties fortement altérées il existe rarement quelques grains de quartz, qui dérivent sans doute du labrador, mais leur formation directe n'a pas été constatée.

La *composition chimique* du gabbro à olivine varie dans des limites assez étendues ; cependant les analyses d'échantillons de localités éloignées l'une de l'autre sont bien comparables ; on peut facilement expliquer les différences par l'abondance comparative des minéraux essentiels. La densité est comprise entre 2.70 et 3.00. Dans la colonne I se trouvent les résultats de mon analyse d'un échantillon du la Birch, qui n'est pas absolument typique puisqu'il montre une tendance à la structure ophitique. Dans la colonne II se trouve la moyenne de deux analyses par Dr. H. N. Stokes du laboratoire du *Geological Survey* des États-Unis faites sur des roches analogues de la même région.

	I	II
SiO_2	47.70	46.06
TiO_2	1.80	1.05
Al_2O_3	19.04	18.87
Fe_2O_3	0.87	0.74
FeO	8.84	11.73
MnO	trace	trace
MgO	8.65	9.73
CaO	8.96	8.53
Na_2O	2.53	2.14
K_2O	0.53	0.37
H_2O	1.38	1.03
	100.30	100.38
Densité	2.89	3.00

Digitized by Google

I. — Gabbro à olivine (1136) du lac Birch ; pas de BaO, ni SrO en quantité appréciable. P_2O_5 non déterminé.

II. — Moyenne de deux analyses :

1° Gabbro à olivine (8589 de la série du *Geological Survey* des États-Unis) de sec. 19, T. 63-9, près du lac Snowbank, avec P_2O_5-0.05 et NiO-0.16.

2° Gabbro à olivine (8786 de la série du *Geological Survey* des États-Unis) de sec. 35, T. 61-12, près du lac Birch, avec 0.02 de P_2O_5 et 0.04 de NiO. Analyses par Dr. H. N. Stokes : voir W. S. Bayley : *Jour. Geol.* I, p. 712, 1893.

L'acide titanique paraît être un élément constant du gabbro à olivine et s'y trouver en quantité très notable ; l'alumine en forte proportion est à peu près le seul élément tribasique, puisque le fer est presque exclusivement à l'état de protoxyde. La quantité de magnésie s'explique par l'abondance relative du pyroxène et de l'olivine. L'acide phosphorique est en quantité extrêmement faible, et même négligeable pour le but que je me propose.

Digitized by Google

CHAPITRE II

Diabase normale

J'emploie le mot diabase, pour désigner des roches ne différant pas du gabbro au point de vue minéralogique, au moins dans les grandes lignes, mais possédant une structure franchement ophitique alors que la structure grenue caractérise les gabbros. Ainsi que les gabbros sans olivine les diabases dépourvues de péridot ne se trouvent que rarement dans le Minnesota ; le type dont il s'agit ici n'en contient que peu. A la rigueur donc, elle est une diabase à olivine, mais par sa composition chimique elle diffère moins des diabases absolument dépourvues de péridot que des diabases riches en olivines, comme celle qui forme le sujet du chapitre suivant. Dans les deux roches on trouve tous les termes de passage entre la structure ophitique à gros grains même avec des tendances marquées à la structure grenue, et la structure la plus fine des labradorites ophitiques et porphyriques ; mais la roche est presque toujours holocristalline.

M. A. C. Lawson [1] a, le premier, annoncé que les bandes souvent très épaisses de diabase du littoral septentrional du lac Supérieur sont des filons-couches, et non pas, comme on l'avait admis, des coulées étendues. Ces filons-couches, intrusifs, sont souvent à peu près horizontaux et varient beaucoup d'épaisseur, d'un mètre à cent mètres, ou même davantage. Ils ne sont pas amygdaloïdes et n'ont pas de résidus vitreux quoiqu'ils soient parfois à grains très fins. Ils présentent une structure en colonne perpendiculaire au plan de leur extension, et forment ainsi un trait remarquable de la topographie du nord-est du Minnesota. Ces filons-couches, appelés par Lawson les "*Logan sills*", abondent notamment dans la région de Pigeon Point, où ils se trouvent dans les formations de l'Animikien, aussi bien que dans celles du Keweenawien. Ils sont de la nature des dykes horizontaux, et dérivent, d'après M. N. H. Winchell [2], du magma

1. A. C. Lawson : Bull. 8. *Geol. Nat. Hist. Surv. Minn.* 1893, p. 24.
2. N. H. Winchell : *Final Report, Geol. Nat. Hist. Surv. Minn*, vol. IV e V, 1899 et 1900.

Digitized by Google

des gabbros. Leur composition minéralogique et chimique s'accorde bien avec cette explication de leur origine.

Mais les " *Logan sills* " ne constituent pas le seul gisement de diabases dans le nord-est du Minnesota ; au contraire, elles se trouvent très fréquemment en masses de forme quelconque. Quelques-unes de ces masses occupent de grandes étendues le long de la côte du Lac Supérieur (voir la carte géologique) ; on a démontré qu'elles appartiennent au moins à deux époques géologiques différentes. Mais il existe encore une autre catégorie de diabases qu'il faut considérer comme des variations locales du gabbro ordinaire, dans les points où ce dernier s'est refroidi plus rapidement que la masse principale. Dans ce cas les diabases sont toujours de très gros grains et peuvent présenter des termes de passage aux vrais gabbros. A cette catégorie appartient la diabase que j'étudie plus particulièrement dans ce mémoire ; elle provient des limites septentrionales de la région des gabbros voisine du lac Birch, et la proximité des roches non fondues a peut-être hâté la solidification. Mais le type ne présente aucun aspect de modification sauf le changement de structure ; quant à sa composition minéralogique et chimique, elle est tout à fait comparable aux gabbros normaux. On l'a même appelé parfois un gabbro à gros grain.

La diabase du lac Birch est d'une couleur grise souvent verdâtre ; la structure ophitique se transforme parfois en structure ophitique porphyroïde par l'apparition de grands cristaux de labrador, dont les surfaces de clivage font voir nettement, même à l'œil nu, des macles polysynthétiques. L'augite, vert sombre ou noir, abonde, et la magnétite ne manque jamais, quoiqu'elle soit parfois assez peu abondants. Il est très rare que l'olivine manque entièrement.

La roche devient d'ordinaire plus sombre et moins tenace par la décomposition qui produit surtout de la hornblende fibreuse, de la biotite en lamelles brillantes, de la calcite, des chlorites, etc.

Au microscope, la *structure* ophitique se voit tout de suite ; les grands cristaux allongés de labrador ont cristallisé ordinairement avant le pyroxène ; ils sont parfois extrêmement grands. L'ordre de cristallisation est le suivant : apatite, magnétite, labrador, pyroxène. S'il existe de l'olivine, sa période de cristallisation est en général postérieure à celle du labrador. On peut voir de nombreux cristaux de feldspath qui s'étendent dans l'olivine en conservant toute leur forme cristalline ; mais les exceptions à cette règle ne manquent pas. La pyrite se voit parfois en très-petite quantité ; elle a cristallisé à peu près en même temps que la magnétite, puisqu'elle se trouve souvent dans l'augite et dans le labrador.

Les *minéraux* de la diabase normale ne diffèrent guère de ceux de

Digitized by Google

la diabase à olivine que je décrirai en détail dans le chapitre suivant. Le labrador varie de composition entre $Ab_3 An_4$ et $Ab_2 An_3$. Le pyroxène présente un très léger pléochroïsme dans les teintes verdâtres et roses, bien semblable au pyroxène anormal de la diabase à olivine de Pigeon Point, mais le pyroxène de la diabase typique parait être l'augite tout à fait normale. La magnétite, l'apatite, et la pyrite ne présentent pas de caractères spéciaux. Les minéraux d'origine secondaire sont, surtout, la biotite, la hornblende, la pennine, la muscovite, la calcite.

Inclusions. — Le labrador contient des inclusions très petites, noires, aussi bien que des aiguilles opaques de même couleur. Les inclusions étudiées par Schrauf dans le labrador de divers gisements, notamment celui de Kiew en Russie, et appelées par lui « *microplakites* »[1] et « *microphyllites*, » ne se rencontrent pas dans le labrador des diabases du Minnesota ; au contraire, elles se trouvent assez fréquemment dans l'augite des mêmes roches. Le labrador ne possède pas les reflets chatoyants qui paraissent être liés aux microphyllites et aux microplakites. Les inclusions liquides se rencontrent rarement dans le labrador, l'olivine et l'apatite ; il paraît qu'elles manquent dans l'augite.

L'*altération* du labrador est tantôt endogène[2], tantôt exogène[2] ; souvent les deux méthodes d'altération se rencontrent côte à côte. Les produits d'altération les plus répandus sont la pennine, la calcite, et un minéral sériteux probablement la muscovite. L'augite s'altère pour former de la biotite brune ou verte, de la hornblende, ou des chlorites, avec une abondante séparation simultanée de la magnétite. Parfois le fer se sépare sous forme de pyrite. L'hématite se rencontre en petites lamelles, ou même en poussière très fine, dans tous les minéraux de la roche d'une façon très irrégulière. Elle se forme sans doute par la précipitation de l'oxyde de fer dans les eaux qui circulent dans la roche. La biotite se forme très souvent par mésogenèse entre le labrador et la magnétite. Enfin, il semble que la magnétite donne naissance par substitution à la pyrite. Cette transformation n'est pas, d'ordinaire, directe ; il existe un terme intermédiaire, qui paraît être de la magnétite amorphe.

La *composition chimique* de la diabase pauvre en olivine est comparable à celle des gabbros. Le titane est probablement localisé dans l'augite qui est rose dans les lames minces et dans la magnétite, dont le caractère titanifère dans la série des gabbros du Minnesota est bien connu. L'eau est en quantité très faible, ce qui correspond à la décomposition très peu considérable qu'a subie la roche.

1. Voir chapitre III, la diabase à olivine, et chapitre V, l'anorthosite.
2. Je donnerai la définition de ces termes dans le chapitre IV.

Digitized by Google

	I
SiO_2	47.90
TiO_2	0.57
Al_2O_3	19.92
Fe_2O_3	4.92
FeO	9.78
MnO	trace
MgO	4.55
CaO	8.56
Na_2O	2.75
K_2O	0.56
H_2O	0.76
	100.39
Densité	2.93

I. Diabase pauvre en olivine (954) du lac Birch ; pas de baryte, ni de strontiane en quantité appréciable ; acides phosphorique et carbonique non déterminés.

Digitized by Google

CHAPITRE III

Diabase à olivine

Les gisements de diabases à olivine sont tout à fait semblables à ceux des diabases n'ayant que peu ou pas d'olivine ; en effet, dans le gabbro intrusif, comme dans le gabbro de profondeur, il existe de l'olivine bien plus souvent qu'il n'en manque. Les diabases à olivine se trouvent dans les mêmes régions, elles présentent la même structure en colonnes, et possèdent les mêmes relations géologiques que les diabases sans olivine.

La roche qui forme le sujet de ce chapitre provient du gisement le plus oriental de la région étudiée, de l'extrémité même de Pigeon Point. Elle provient d'un des nombreux « Logan sills » de la côte septentrionale du lac Supérieur. A Pigeon Point, en outre, se trouvent plusieurs contacts des diabases avec les grès d'Animikien, qui présentent les phénomènes de métamorphisme les plus intenses. La roche que je vais décrire est celle qui n'a pas subi l'influence du contact.

La diabase à olivine est d'un gris tacheté, toujours verdâtre. A l'œil nu, on distingue tout de suite de grands cristaux de labrador, avec des bandes hémitropes de la macle de l'albite, des cristaux arrondis d'olivine, et de petites masses noires, irrégulières de pyroxène. On voit parfois, en outre, les reflets bleuâtres de la magnétite, et des lamelles de biotite. L'olivine est d'ordinaire assez abondante. Quand elle s'altère, la roche devient d'une couleur vert foncé ; l'olivine se transforme en bowlingite, etc., et le pyroxène en hornblende. La biotite se forme souvent en même temps, soit par l'altération du pyroxène ou de l'olivine, soit par mésogenèse entre la magnétite et le labrador.

Structure. — Au microscope, on constate que la structure est bien ophitique, et que l'ordre de cristallisation est le suivant :

Minéraux accessoires	Apatite. Magnétite, allanite.
Minéraux essentiels	Labrador. Olivine. Pyroxène.

On trouve en outre parfois de la pyrite et de l'ilménite, qui ont cristallisé en général en même temps que la magnétite ; cependant la pyrite présente assez souvent des formes xénomorphes. L'époque de la

Digitized by Google

consolidation de l'allanite n'est pas bien déterminée ; ce minéral est rare, et ne se rencontre englobé que dans le pyroxène et les minéraux secondaires; il peut donc être de formation considérablement postérieure à celle indiquée plus haut. Les autres minéraux se sont formés dans l'ordre donné plus haut avec les exceptions habituelles qu'il faut attribuer à ce fait qu'une période de cristallisation n'est jamais achevée avant que la suivante ne commence. Le labrador a cristallisé presque entièrement avant le pyroxène, mais ses rapports avec l'olivine ne sont pas constants. Ce dernier a parfois ses contours un peu irréguliers, mais à peu près intacts ; mais plus souvent, il moule des cristaux angulaires de labrador, et elle se trouve même en plages triangulaires, ou d'une forme quelconque, limitées de tous côtés par des cristaux de plagioclase. Ainsi l'olivine est en partie contemporaine du feldspath, mais en général un peu plus récente.

Cette structure ophitique formée par l'olivine et le labrador est assez exceptionnelle, mais elle a été parfois observée, notamment dans les gabbros du Pallet. Quant au pyroxène, ce n'est que dans des cas exceptionnels qu'il est automorphe.

Minéraux primaires. — Le *feldspath* de la diabase à olivine de Pigeon Point est un labrador de basicité variable. Les macles sont abondantes, et, dans une préparation de la diabase normale du lac Birch, une seule plage de labrador possède quatre types de macles, celles de Carlsbad, de l'albite, de la péricline, et de Bavéno. (Voir planche II, figure I.) C'est à signaler parce que c'est la seule plage maclée suivant la loi de Bavéno que j'ai rencontrée dans toute la série des roches que j'ai étudiées.

Le maximum d'extinction symétrique dépasse 34° dans la zone perpendiculaire à g^1(010); l'extinction dans les préparations perpendiculaires à n_g varie entre 33° et 38°, et dans les préparations perpendiculaires à n_p elle varie de 57° à 59°; l'extinction dans les fragments de clivages parallèles à p(001) est d'ordinaire de plus de — 10°, et atteint parfois — 15°, tandis que parallèlement à g^1(010), elle varie de — 23° à — 29°. Le feldspath varie donc en composition entre $Ab_3\ An_4$ et $Ab_1\ An_2$. La structure zonaire est rare.

L'analyse de ce feldspath par W. S. Bayley a donné les résultats suivants :

	I
SiO_2	53.73
Al_2O_3	30.39
Fe_2O_3	1.26
CaO	10.84
Na_2O	3.76
	100.00
Densité	2.699

I. Labrador de la diabase à olivine de Pigeon Point, par W.-S. Bayley : *op. cit.*, p. 34. Na_2O déterminé par différence.

Digitized by Google

Le *pyroxène* de la diabase à olivine de Pigeon Point présente quelques caractères tout à fait exceptionnels. Il possède le clivage ordinaire à 93°, les plans de séparation parallèles à p (001), ou, plus rarement, parallèles à h^1(100), les macles parallèles aux mêmes plans, et une réfringence très forte. La couleur est variable ; tantôt le minéral est sensiblement incolore en lames minces ; tantôt la coloration est nette. En masse, le minéral est noir ; en lames minces, il est brun verdâtre, avec un faible pléochroïsme :

n_g = vert pâle.
n_m = vert jaunâtre pâle.
n_p = rose chair.

D'après M. Bayley [1], la variété incolore a un angle maximum d'extinction dans la zone verticale de 7°30′ seulement, et montre une biréfringence assez faible. Dans les préparations de la diabase à olivine (1843), il existe un pyroxène rose qui possède les clivages caractéristiques à 93°, et dans lequel l'extinction dans les préparations transversales rend les angles égaux avec les deux clivages. Le minéral s'altère assez facilement et devient de la hornblende brune et verte, et de la biotite. La réfringence est forte, comme dans tous les pyroxènes.

La biréfringence maximum est à peu près normale, atteignant :

$n_g - n_m = 0.022$ à 0.020
$n_m - n_p = 0.001$ à 0.003
$n_g - n_p = 0.023$

Comme l'indiquent ces valeurs, l'angle des axes optiques est extrêmement petit ; en effet, les hyperboles ne se séparent guère, tandis que dans tous les pyroxènes connus ils doivent non seulement se séparer promptement mais sortir entièrement du champ d'un microscope ordinaire. On n'a jamais décrit un pyroxène [2] ayant un angle des axes optiques (2E) inférieur à 65° et, dans toutes les variétés ordinaires [3], cet angle est constant et dépasse toujours 100°. Il existe normalement une variation d'un ou deux degrés dans la valeur de l'angle des axes optiques dans les pyroxènes ordinaires monocliniques, et les études de Wülfing, Doelter et autres paraissent démontrer que l'angle dans les pyroxènes non alumineux augmente en

1. W. S. Bayley, *op. cit.*, p. 36.
2. Depuis que j'ai écrit ce chapitre, M. le professeur N. H. Winchell m'a fait savoir qu'il a découvert l'anomalie dans ce pyroxène il y a environ un an, pendant qu'il faisait des études sur les roches du même gisement. Voir vol. V., *Final Report, Geol. Nat. Hist. Surv. Minn.*, 1900.
3. C'est-à-dire : augite, diopside, diallage, enstatite et hypersthène.

Digitized by Google

proportion directe avec la teneur en FeO. Dans les pyroxènes alumineux, la variation est très légère, et on n'a pu encore établir une relation certaine entre la valeur de l'angle des axes optiques et la composition chimique. Dans les augites sodiques, l'angle augmente avec la teneur en fer et en soude.

Les préparations de la diabase à olivine (1843) de Pigeon Point présentent l'anomalie d'un pyroxène dont l'angle des axes optiques dans une seule préparation est nettement variable, et devient parfois si petit qu'il est presque uniaxe. Ainsi, une plage bien perpendiculaire à la bissectrice aiguë donne, de la mesure de $2d$ avec le goniomètre à fil mobile, la valeur [1] : $2E = 13° 16'$. Cet angle, si petit, est à peu près constant dans la préparation en question, mais, dans quelques autres du même échantillon, l'angle varie de : $2E = 22° 55'$ à $2E = 48°, 33'$ et $2E = 49° 3'$; et l'un des grains mis à part pour l'analyse chimique a présenté une bissectrice un peu décentrée, dont on a obtenu la mesure : $2E = 62° 24'$. Il existe donc toute une série de variations dans l'angle des axes optiques du pyroxène de cette roche :

$$2E = 13° 16'$$
$$2E = 22° 55'$$
$$2E = 48° 33'$$
$$2E = 49° 3'$$
$$2E = 62° 24'$$

A cette série, on pourrait ajouter deux mesures du pyroxène des gabbros de Duluth, qui ont donné les résultats suivants :

$$2E^{1} = 56° 33'$$
$$2E^{2} = 67° \text{ environ.}$$

On peut remarquer, en outre, qu'il peut exister des valeurs plus grandes qu'il a été impossible de mesurer. En même temps, on n'a trouvé aucune plage *bien orientée* dont il fût impossible de mesurer l'angle des axes optiques. Donc, il existe, semble-t-il, une série continue d'angles des plus petits qu'on ait jamais observés, jusqu'à la valeur normale ($2E = 110°$ environ).

La dispersion est faible, avec $\rho > v$ autour de n_g. L'angle maximum d'extinction dans la zone verticale ne paraît pas dépasser 30°. Les macles distinctes parallèles à $h^1(100)$ se rencontrent assez rarement. Le minéral présente une structure particulière, ou, plutôt, deux structures différentes. Dans l'une, les grandes plages se divisent entre les

1. La préparation est très mince, et les hyperboles ne sont pas bien nettes, mais l'erreur provenant de ce fait ne dépasse pas 2° au maximum.

2. Voir chapitre VII : le gabbro à orthose.

3. Cette mesure provient de la préparation d'une diabase du voisinage de Duluth. Collection du Museum d'Histoire Naturelle, Paris.

Digitized by Google

nicols croisés en un nombre de parties qui possèdent des angles d'extinction semblables, mais nettement différents. Souvent, une légère différence de couleur se voit dans les différentes parties ; les unes sont vert pâle et les autres sont incolores ou roses. Dans cette structure les clivages ne varient pas sensiblement dans leur direction en passant d'une partie à une autre, ce qui indique que toute la plage appartient cristallographiquement à un seul cristal, tandis qu'elle se divise optiquement en plusieurs parties de composition probablement variable.

M. le professeur U. S. Grant[1] a appelé cette structure « zonary » mais, dans le cas dont il s'agit ici, la disposition zonaire ne se voit pas, les parties étant, en général, dans des positions relatives tout à fait irrégulières. Dans la seconde structure la même séparation se voit en des parties d'orientation différente, mais il n'existe pas de différence de couleur ; les clivages changent toujours plus ou moins de direction en passant d'une partie à une autre. M. A. C. Lawson[2] a appelé cette structure « polysomatique ». Il semble que le minéral a subi une pression considérable qui a tordu le cristal sans le casser. Notons, toutefois, que les minéraux englobants, formés avant le pyroxène (structure ophitique), ne présentent aucune trace des effets de pression. Une plage de pyroxène, présentant d'une façon très remarquable cette structure, est représentée dans la figure 3.

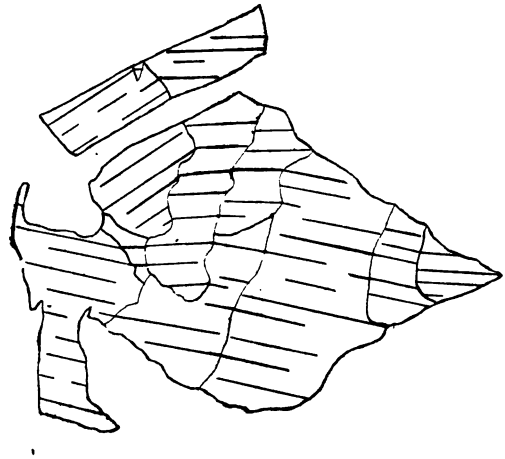


Fig. 3. — Structure « polysomatique » du pyroxène du Pigeon Point × 120.

1. U. S. Grant. The geology of Kekequabic lake: *21e Ann. Rep. Geol. Nat. Hist. Surv. Minn.*, 1893.

2. A. C. Lawson. Notes on some diabase dykes in the Rainy lake region: *Amer. Geol.* 1883.

Digitized by Google

Le minéral se transforme localement en hornblende brune ou en biotite, mais le plus souvent, de la biotite se forme aux dépens de la hornblende : on observe aussi de la chlorite secondaire.

J'ai isolé ce pyroxène de la façon suivante : les minéraux de poids spécifique inférieur à 3. 31 ont été séparés d'abord de la roche en poudre. Un aimant assez faible a suffi pour enlever une partie de la magnétite, et ensuite un électro-aimant puissant a éliminé la plus grande partie de l'oxyde de fer qui restait. J'ai, alors, chauffé la poudre restant dans l'acide chlorhydrique pendant douze heures; après lavage et dessication, elle a été passée encore une fois au liquide de densité 3. 31; il ne restait plus aucune trace d'olivine. Au microscope, j'ai pu constater que le pyroxène est resté absolument intact, mais il était encore mélangé à une quantité très sensible d'un minéral noir, opaque, ayant le reflet de la magnétite; ce minéral n'étant pas attiré par un électro-aimant puissant et n'étant pas soluble dans l'acide chlorhydrique chaud est constitué par l'ilménite. J'ai enlevé ces grains d'ilménite par un triage mécanique long et pénible. Une petite portion de la poudre obtenue, examinée au microscope, m'a permis d'établir son identité avec le pyroxène dont les propriétés optiques ont été étudiées plus haut.

La poudre, ainsi purifiée et vérifiée, m'a donné les résultats consignés dans la colonne I. Dans la colonne II se trouve la composition d'un diallage rose titanifère de la diabase à olivine de Pigeon Point.

	I	II
SiO_2	45.05	48.34
TiO_2	4.39	1.98
Al_2O_3	0.16	2.90
Fe_2O_3	5.50	4.68
FeO	14.90	14.15
MnO	1.58	
MgO	15.15	11.34
CaO	10.72	15.10
Na_2O	1.27	
K_2O	0.78	
H_2O	0.13	
	99.63	98.49

I. Pyroxène de la diabase à olivine (1843), de Pigeon Point.

II. Diallage rose titanifère de la diabase à olivine de Pigeon Point; analyse partielle par M. R. B. Riggs ; voir W. S. Bayley ; Bull. 109, *Geol. Survey* des Etats. Unis.

La densité du pyroxène est plus grande que 3.316, mais elle ne dépasse pas beaucoup ce chiffre; en effet, les grains qui renferment la moindre impureté ou altération se montrent plus légers que 3.316, et ont été séparés des autres par la méthode des densités.

Digitized by Google

La quantité d'acide titanique renfermée dans le pyroxène est remarquable, mais, d'après toutes les observations antérieures, cet élément n'a pas d'effet appréciable sur la valeur de l'angle des axes optiques, l'angle dans la titanaugite étant aussi grand que dans l'augite ordinaire. L'alumine n'a pas été déterminée directement. Les 0.16 pour cent correspondent à la différence entre le poids de $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ obtenu dans l'analyse et la quantité de fer dosée par la méthode volumétrique dans une autre prise d'essai.

L'analyse démontre donc que le minéral est un diopside très riche en titane, qui ne possède pas de caractères chimiques exceptionnels. (Voir planche VI, fig. 10.) Le caractère optique anormal ne peut donc guère être attribué à la composition chimique.

J'ai trouvé la même anomalie dans un pyroxène de deux gabbros du voisinage de Duluth, à l'autre extrémité de la même grande région des gabbros.

L'*olivine* est d'ordinaire assez abondante. Elle forme parfois des cristaux arrondis automorphes, mais très souvent elle moule des cristaux de labrador. Les clivages sont parfois très distincts quand l'altération a commencé; plus souvent ils manquent entièrement.

La biréfringence donne des couleurs lavées et très distinctes, qui atteignent souvent le second ordre ; elle est au moins 0.031.

En faisant la séparation du pyroxène de cette roche j'ai chauffé pendant plusieurs heures dans l'acide chlorhydrique la poudre qui ne renfermait que le pyroxène, l'olivine, et un peu d'ilménite riche en titane. Un examen au microscope a fait voir que l'attaque subie par le pyroxène et l'ilménite n'était pas sensible.

De la dissolution ainsi obtenue, j'ai précipité le fer et la magnésie :

$$FeO = 0.0522 \text{ Mg.}$$
$$MgO = 0.0234 \text{ Mg.}$$

D'après ces chiffres la composition théorique de l'olivine serait :

$$\begin{aligned} SiO_2 &= 33.47 \\ FeO &= 48.74 \\ MgO &= 17.69 \\ \hline & 100.00 \end{aligned}$$

La proportion de Fe à Mg est donc à peu près 5 : 4, et le minéral est par conséquent une « hyalosidérite » remarquablement riche en fer. L'acide titanique mis en liberté dans cet essai étant extrêmement faible, on peut considérer ce résultat comme suffisamment approché ; la proportion d'ilménite ayant pu être attaquée, étant nécessairement très faible.

La *magnétite* est d'une abondance très variable; elle est d'ordinaire

Digitized by Google

titanifère, comme le prouvent le leucoxène trouvé par Beyley, et le sphène bien cristallisé et fortement biréfringent observé par moi On trouve assez rarement les plans de séparation parallèles aux faces de l'octaèdre. Une transformation, semblable à celle que je décrirai dans l'anorthosite, se rencontre çà et là. On voit apparaître d'abord une matière noire, amorphe, qui possède des reflets semi-métalliques (magnétite) ; ensuite, dans la diabase (954) du lac Birch, on voit naître de la pyrite bien cristallisée avec des reflets jaunes de laiton caractéristiques.

La magnétite est parfois automorphe ; mais elle possède plus souvent une forme très irrégulière ; elle est entourée, tantôt par le pyroxène et le feldspath, tantôt elle se trouve en masses irrégulières qui remplissent les interstices laissés entre eux par les autres minéraux. La structure pegmatitique formée par le pyroxène et la magnétite se rencontre dans le gabbro à olivine (1136) du lac Birch. (V. pl. I, fig. 2.)

J'ai observé en inclusion dans le clinochlore, un minéral qui me semble être de la magnétite ; il détermine dans le clinochlore des auréoles pléochroïques assez intenses. On y observe une zone moins foncée, entourée par une autre plus foncée. (Voir fig. 4.) La réfringence, et probablement la biréfringence ont augmenté dans l'auréole.

Fig. 4. — Auréole pléochroïque autour de la magnétite (?) dans le clinochlore de la diabase à olivine de Pigeon Point × 300.

L'*apatite* est le seul autre minéral primaire signalé par M. Bayley ; elle se trouve dans la forme habituelle, en cristaux aciculaires incolores avec sections transverses hexagonales.

Les inclusions extrêmement petites, probablement de magnétite, sont souvent abondantes. Elles sont disposées parfois suivant des surfaces courbes, et non dans des plans. Les inclusions liquides sont rares ; elles renferment parfois une ou deux particules de magnétite (?).

L'apatite détermine souvent des auréoles remarquables dans la hornblende brune et verte, et dans la biotite.

L'*allanite* se trouve en cristaux très petits, souvent arrondis, et même irréguliers de contours. On n'a pas trouvé de contours nets et parfaits dans le minéral de la roche de Pigeon Point ; dans le gabbro du lac Birch j'ai observé un cristal limité par les faces $m(110)$ et $h^1(100)$. (Voir fig. 5).

La couleur et le pléochroïsme sont intenses et caractéristiques, comme il suit :

n_g =	brun pâle, légèrement verdâtre	brun verdâtre.
n_m =	brun foncé, même opaque	brun verdâtre foncé.
n_p =	brun jaune foncé	jaune verdâtre.

L'absorption est forte : $n_g < n_p < n_m$.

Digitized by Google

Les clivages sont indistincts, ou même manquent entièrement ; il existe fréquemment de fortes cassures irrégulières. La réfringence est très élevée, et dépasse celle de tous les minéraux qui englobent l'allanite, savoir : la biotite, la hornblende et le pyroxène. La biréfringence est très variable, dans un même cristal ; parfois elle ne dépasse pas 0.007, et alors le minéral est d'une couleur brun pâle, et beaucoup moins pléochroïque. Dans d'autres cas, la biréfringence atteint au moins 0.027, et alors la couleur et le pléochroïsme sont tellement intenses qu'ils rendent assez difficile la détermination de la valeur de la biréfringence. La dispersion est forte et empêche l'extinction complète dans la lumière blanche.

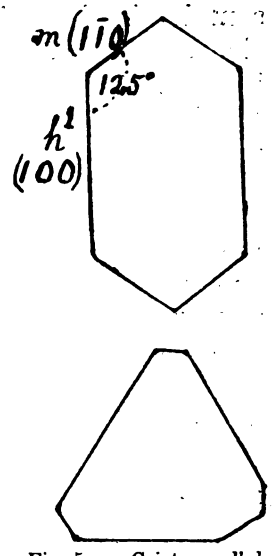


Fig. 5. — Cristaux d'allanite dans le gabbro à olivine (1136) du lac Birch. × 550.

L'extinction est sensiblement parallèle par rapport à l'allongement, peu marqué, d'ailleurs ; la direction de celui-ci est tantôt positive et tantôt négative.

L'allanite produit des auréoles très intenses dans tous les minéraux colorés qui l'entourent ; ces auréoles possèdent un diamètre allant jusqu'au double de celui de l'allanite englobée. Dans la biotite brune, elles sont d'un brun verdâtre ; dans la hornblende brune et verte, elles varient du brun au jaune pâle. La réfringence est nettement augmentée dans les auréoles, et dans le cas d'une auréole dans la hornblende brune, la biréfringence a augmenté d'au moins 0.003. D'ordinaire l'auréole n'est qu'approximativement circulaire ; j'ai observé dans la hornblende brune une auréole se composant de deux anneaux parfaitement circulaires, dont l'extérieur est beaucoup moins foncé, tous deux sont nettement définis. (Voir fig. 6.)

La *pyrite* se rencontre en petite quantité, assez rarement, comme élément primaire de la roche. Tantôt elle se trouve en plages automorphes qui ont été englobées par le pyroxène ou le labrador, et tantôt sa forme est tout à fait irrégulière, et elle remplit les interstices laissés par les autres minéraux. Sa couleur jaune de laiton avec reflets métalliques bien nets est caractéristique. L'altération en limonite ne se rencontre pas dans les diabases.

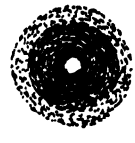


Fig. 6. — Auréole pléochroïque autour de l'allanite dans la hornblende brune de la diabase à olivine (1843) de Pigeon Point. × 300.

L'*ilménite* accompagne en petite quantité la magnétite.

Enfin le *quartz* vermiculé se rencontre en petite quantité, et on a même trouvé une petite plage du minéral au milieu des feldspaths.

Inclusions. — Tous les minéraux de la diabase du Pigeon Point

Digitized by Google

sont d'ordinaire frais ; c'est l'état le plus favorable à l'étude des inclusions. En effet, on peut facilement choisir des plages absolument intactes, où toutes les inclusions sont bien nettement d'origine primaire. Le labrador contient presque toujours des inclusions noires très petites, ressemblant à une fine poussière, qui ont été déjà signalées dans le gabbro normal ; d'ordinaire elles se raréfient autour des grains et des cristaux de magnétite. En outre, comme dans bien des gabbros, on trouve très souvent des inclusions noires aciculaires, qui sont parfois très abondantes. Les microplakites et microphyllites, c'est-à-dire les inclusions lamelleuses colorées (probablement d'ilménite) ne se rencontrent pas dans les types des diabases étudiés. Comme les inclusions encore plus petites, les aiguilles opaques noires manquent d'une façon à peu près constante autour des grains et cristaux de magnétite ; on en déduit naturellement que les cristaux et les aiguilles sont de la même nature, et que les aiguilles ont été attirées par les cristaux dans le magma encore fluide, et incorporées dans leur masse [1].

Pour vérifier la détermination des cristaux, j'ai d'abord séparé les minéraux lourds au moyen du tétrabromure d'acétylène, ensuite un triage mécanique a servi à isoler le minéral noir métallique ; enfin un examen attentif au microscope a permis d'éliminer tous les grains non absolument purs. Le poids du minéral ainsi purifié était de deux milligrammes. Et cette petite quantité a donné, après fusion avec le bisulfate de potasse, des réactions remarquablement nettes du titane. J'ai utilisé les réactions colorées, proposées par L. Lévy [2]. Elles consistent à placer le produit de la fusion dans une dissolution de morphine, et d'hydroquinone dans l'acide sulfurique pur, on obtient alors une coloration cramoisie (morphine et hydroquinone).

Il est donc évident que le minéral contient une quantité assez considérable d'acide titanique. Néanmoins, ce n'est pas de l'ilménite, ou ce n'en est pas toujours au moins, puisqu'il possède parfois des plans de séparation très nets, parallèles aux faces de l'octaèdre et, en outre, un aimant assez faible attire facilement les grains. Le minéral est donc, dans sa plus grande partie au moins, de la magnétite assez riche en titane, et il est probable que les aiguilles sont aussi de la magnétite titanifère.

Dans les préparations étudiées, les inclusions liquides sont assez rares dans le labrador. Il en existe, cependant, disséminées d'une façon très irrégulière, à peu près partout dans le feldspath.

1. Voir Lacroix : *Contribution à l'étude des gneiss à pyroxène et les roches à wernérite.* Paris, 1889.

2. L. Lévy : Sur quelques réactions colorées des acides titanique, niobique, antalique, stannique. *C. R. C III*, 1885, et thèse soutenue à la Faculté des Sciences de l'Université de Paris.

Digitized by Google

Le pyroxène est riche en inclusions lamelleuses qui sont surtout abondantes dans les plans $p(001)$ et $h^1(100)$, mais elles s'orientent parfois perpendiculairement à ces plans.

Comme dans le gabbro normal, on trouve des inclusions qui ne sont accompagnées dans leur hôte, ni de macles, ni de plans de séparation et il existe aussi des pyroxènes maclés qui ne renferment pas d'inclusions. Quand elles sont couchées dans le plan $h^1(100)$, les préparations perpendiculaires à ce plan, notamment celles parallèles à $g^1(010)$, et celles perpendiculaires à $h^1(100)$ et à $h^1(010)$, coupent transversalement ces inclusions, et on ne voit que leurs tranches étroites et bien droites. Dans les sections à peu près parallèles à $h^1(100)$, au contraire, on voit leur caractère feuilleté; les lamelles sont aplaties dans la direction perpendiculaire à $g^1(010)$ et à l'axe vertical. Leurs contours dans ces préparations sont irréguliers, et très rarement rectangulaires.

Il existe en plus dans le pyroxène des aiguilles opaques noires, qui sont parallèles à $p(001)$, ou $h^1(100)$; elles semblent être identiques à celles qui se rencontrent dans le labrador, et, dès lors, il faut admettre qu'elles sont constituées par de la magnétite titanifère. Dans quelques cas elles paraissent être d'origine secondaire.

Les inclusions d'origine magmatique de l'olivine sont rares; il en existe, cependant: quelques inclusions liquides, certains petits cristaux de magnétite englobés, sont probablement primaires. L'apatite contient parfois des grains fins d'un minéral opaque noir (probablement de la magnétite), mais il est bien possible qu'ils soient d'origine secondaire. Les inclusions liquides se rencontrent rarement.

Bayley [1] a décrit les altérations de la diabase à olivine; les minéraux résultant de cette altération ne diffèrent de ceux qui sont produits par la décomposition du gabbro à olivine que par la présence du sphène et l'absence de la pectolite. Ces minéraux sont les suivants :

Calcite	Hématite
Muscovite (?)	Pyrite
Pennine	Bowlingite
Clinochlore	Antigorite
Hornblende	Titanite
Magnétite	Biotite

Minéraux secondaires. — La *calcite* provient du labrador par l'endogenèse. On la reconnaît facilement à sa biréfringence extrême, et son caractère uniaxe négatif.

Je rapporte à la *muscovite* à cause de sa biréfringence, un produit micacé cryptocristallin qui se trouve dans les feldspaths, sans avoir pu toutefois vérifier la valeur de l'écartement des axes optiques à cause de la faible dimension de ses lamelles.

1. W. S. Bayley. Eruptive and sedimentary rocks of Pigeon Point, Minnesota and their contact phenomena : *Geol. Survey* des Etats Unis, Bull 10).

Digitized by Google

La *pennine* est lamelleuse, avec un clivage parfait. Sa couleur est vert pâle, avec un faible pléochroïsme comme suit :

n_g = vert pâle
n_m = vert pâle
n_p = vert jaunâtre pâle, ou incolore.

La formule d'absorption est donc : $n_g = n_m > n_p$.

La biréfringence est extrêmement faible. Le minéral est biaxe et optiquement négatif, mais l'angle des axes optiques est voisin de 0°. La dispersion est forte et donne les couleurs particulières de polarisation bleu et jaune pâle bien connues.

La pennine de la diabase de Pigeon Point contient souvent des auréoles pléochroïques. Elle est un produit d'altération endogène et exogène du labrador. Elle se forme souvent par l'exogenèse de la biotite, de la hornblende et du pyroxène.

Le *clinochlore* est semblable au minéral précédent ; il s'en distingue par sa biréfringence plus grande (0.010 environ). Il possède la même couleur et le même pleochroïsme, mais avec :

n ve · ; | au n âtre pâle ou incolore
n_m = vert pâle
n_p = vert pâle

La formule d'absorption est donc : $n_g < n_m \geqslant n_p$.

Le clinochlore (Pigeon Point) est optiquement positif. L'angle des axes optiques est variable, mais assez petit. La dispersion n'est pas aussi grande que celle du minéral précédent. Dans une préparation de Pigeon Point, le clinochlore présente des auréoles pléochroïques marquées ; dans un cas elles s'observent autour de la magnétite. (Voir fig. 4.)

La *hornblende* est le produit ordinaire de l'altération du pyroxène. Elle ne devient presque jamais fibreuse avant de se transformer en chlorite ou en biotite. Elle présente des clivages excellents parallèles aux faces du prisme à un angle d'environ 124° ; les macles sont rares. La couleur est brune ou plus rarement verte, mais toutes deux peuvent se former, semble-t-il, directement du pyroxène. Le pléochroïsme est bien marqué :

	Auréole autour de l'allanite.	
n_g = brun foncé	brun foncé	vert de bouteille
n_m = brun	brun foncé	vert jaunâtre pâle
n_p = jaune brunâtre	jaune pâle	jaune pâle

La formule d'absorption est : $n_g > n_m > n_p$.

Digitized by Google

Ces couleurs se confondent souvent l'une avec l'autre, quand la hornblende brune tourne au vert.

La biréfringence est élevée, et atteint au moins 0,030 dans la hornblende brune, et un peu moins dans la hornblende verte. L'angle d'extinction dans la zone verticale varie de 0° à au moins 17°.

La hornblende renferme souvent des auréoles pléochroïques autour des inclusions d'apatite, d'allanite, etc. Ces auréoles sont d'ordinaire d'une couleur brun verdâtre, de sorte que la teinte brune saute au yeux dans la hornblende verte, tandis que la teinte verte est bien en évidence dans la hornblende brune.

La hornblende se rencontre rarement en petites masses entourées complètement par du labrador, mais il est probable que le minéral y est secondaire, quoiqu'il ne soit pas fibreux.

La *magnétite* et la *pyrite* se rencontrent comme produits d'altération aussi bien qu'à l'état primaire. On a vu plus haut que la pyrite dérive parfois de la magnétite.

L'*hématite* est très rare ; elle ne peut échapper à l'observation à cause de sa couleur rouge de sang.

La *bowlingite* se forme plus souvent que l'antigorite par l'altération de l'olivine, et elle est toujours présente dans les types dont il s'agit ici. Ses couleurs de pléochroïsme sont :

n_g =	vert	brun verdâtre	brun foncé	brun rougeâtre foncé
n_m =	vert jaunâtre	brun	brun	brun rougeâtre
n_p =	jaune verdâtre pâle,	jaune verdâtre pâle,	brun jaunâtre,	brun rougeâtre

La formule d'absorption est toujours : $n_g > n_m > n_p$.

La biréfringence varie beaucoup ; le maximum est au moins 0.025.

L'altération de l'olivine en bowlingite commence le long des cassures si caractéristiques de la première pour se propager à l'intérieur. Elle est donc exogène. La bowlingite s'oriente sur l'olivine, de telle sorte que les plans des axes optiques des deux minéraux sont perpendiculaires l'un à l'autre, et n_p de l'olivine est parallèle à n_m de la bowlingite.

L'*antigorite* est le minéral qui constitue le plus habituellement la « serpentine », mais dans les roches du Minnesota elle est beaucoup moins abondante que la bowlingite, qui paraît être un minéral ferrifère de la même famille. L'antigorite est fibreuse ou lamelleuse, jamais compacte. Elle est souvent disposée d'une façon grossièrement radiée, et elle se rencontre plus fréquemment à quelque distance des grains d'olivine que dans ces derniers. Quand l'olivine s'altère, elle augmente de volume, de telle sorte que ses produits d'altération pénètrent de force dans les fractures des minéraux ambiants, notam-

Digitized by Google

ment dans le labrador (fig. 1, pl. I). Au contraire, la bowlingite ne se forme jamais loin de l'olivine.

Le *sphène* se rencontre dans la diabase à olivine (1843) de Pigeon Point. Il semble qu'il provient de la magnétite, bien que les minéraux ne soient plus en contact. Sa couleur est jaune pâle sans pléochroïsme net. Elle détermine une auréole intense dans la biotite brune.

La *biotite* se forme par mésogenèse entre la magnétite et le labrador, et aussi par l'exogenèse du pyroxène, de la hornblende, et parfois de l'olivine. On trouve de la biotite brune et verte, et les deux variétés ont un pléochroïsme intense, comme suit :

n_g = brun	brun rougeâtre	vert	vert
n_m = brun	brun rougeâtre	vert d'herbe	vert légèrement brunâtre
n_p = jaune pâle	jaune très pâle	jaune brunâtre	vert pâle ou incolore

La formule d'absorption est d'ordinaire : $n_m > n_g > n_p$, mais parfois elle est sensiblement : $n_g = n_m > n_p$.

De la mesure de $2d$ dans la biotite de la diabase normale (954) du lac Birch, on déduit : $2E = 26°$ environ. Les deux variétés, verte et brune, paraissent dériver du pyroxène ; toutes deux présentent des auréoles pléochroïques autour de l'apatite, de l'allanite et du sphène.

La *composition chimique* de la diabase à olivine se trouve dans la colonne I ci-dessous. On voit qu'il y a un peu moins de fer et un peu plus de magnésie que dans la diabase normale. Le titane provient en partie au moins de la magnétite.

	I	II
SiO_2	49.18	49.88
TiO_2	1.09	1.19
Al_2O_3	19.01	18.55
Fe_2O_3	0.89	2.06
FeO	7.79	8.37
MnO	0.51	0 09
MgO	6.42	5.77
CaO	9.12	9.70
Na_2O	3.32	2.59
K_2O	0.82	0.68
H_2O	2.06	1.04
	100.21	100.21
Densité	2.84	2.92 à 2.97

I. Diabase à olivine (1843), de Pigeon Point, Minnesota; pas de BaO ni SrO en quantité appréciable; pas d'essai pour P_2O_5.

II. Diabase à olivine de Pigeon Point, Minn.; avec 0.02 de BaO et 0,16 de P_2O_5; par W. J. Hillebrand; voir W. S. Bayley, *op. cit.*, p. 37.

Digitized by Google

CHAPITRE IV

Anorthosite (Plagioclasite).

Le nom d'anorthosite a été proposé par M. Delesse pour désigner les roches qui se composent essentiellement d'un seul minéral, un feldspath plagioclase, qui prédomine de beaucoup sur tous les autres éléments de la roche. Le même auteur appelait tous les feldspaths anorthiques du nom général d' « anorthose », pour les distinguer de l'orthose, et il a fait dériver tout naturellement le nom de la roche du nom du minéral. Donc, anorthose, dans son sens originaire, a signifié ce que nous désignons actuellement sous le nom de plagioclase — mot plus récent, introduit par l'école allemande, et qui a remplacé le premier. Anorthosite signifie donc tout simplement roche de plagioclase, ou roche de feldspath triclinique.

Cependant, la ressemblance des noms anorthite et anorthosite a fait supposer à certains auteurs que la roche se compose essentiellement de feldspath calcique, ce qui est très regrettable, puisque l'anorthite est à peu près inconnue dans ces roches.

Les anciens géologues qui ont étudié la géologie du Canada, ont trouvé dans le système « Laurentien », deux roches qui diffèrent radicalement l'une de l'autre. La première est caractérisée par la présence de l'orthose; la seconde se compose en grande partie de plagioclase. Ayant reconnu que le nom d'anorthosite était le nom propre en même temps qu'il était très utile, M. T. Sterry Hunt l'a adopté et l'a introduit dans le langage géologique américain. Depuis lors, il est devenu d'un usage courant, surtout dans les articles de MM. Adams, Lawson, Coleman et autres.

Il faut reconnaître qu'on peut actuellement critiquer le terme avec raison, puisqu'on a donné le nom d'anorthose [1] à un feldspath distinct qui n'appartient même pas à la série calco-sodique. La dérivation du mot est donc mal faite; mais on peut en dire autant de beaucoup

1. Il est à remarquer, cependant, que la critique perd la plus grande partie de sa force dans les langues allemandes et anglaises, puisque, dans ces langues, l'anorthose s'appelle « anorthoklas » et « anorthoclase ». Il est bien moins facile de confondre l'anorthosite avec ces termes.

Digitized by Google

d'autres termes pétrographiques employés couramment par toutes les écoles. En outre, le nom d'anorthose, employé actuellement par les minéralogistes, a été détourné de son sens original, puisqu'on l'emploie aujourd'hui pour désigner un feldspath triclinique sodopotassique; ce changement de signification est du reste postérieur à la définition des anorthosites par Sterry Hunt[1].

Les anorthosites, qui se rencontrent en grandes masses non seulement dans le Minnesota, mais aussi dans l'État de New York, le Canada, la Norvège, la Finlande, et dans d'autres pays, constituent donc un type pétrographique tout à fait distinct; elles ne représentent pas un accident minéralogique local et anormal, mais un type pétrographique qui se retrouve en très grandes masses dans des gisements très éloignés les uns des autres. Dans toute l'Europe centrale et méridionale, les anorthosites ne constituent que des accidents tout à fait locaux, ce qui explique le fait que les pétrographes européens ne leur ont pas donné jusqu'à présent une place importante dans les classifications pétrographiques.

Les anorthosites du Minnesota ont reçu des noms très variés des géologues qui les ont étudiées. M. J. G. Norwood[2] fut probablement le premier à les caractériser définitivement, et il les a appelées simplement les *feldspar rocks*. Hunt[3], qui a étudié la même roche au Canada, quelques années plus tard, l'a dénommée *labradorite rock*, en se basant sur sa composition minéralogique, ou *norite*, parce qu'il l'a considérée comme l'équivalent de la norite originaire d'Esmark, en Norvège. En même temps, il a proposé d'appeler la formation, le « Norien », du nom nouveau de la roche qui la compose dans sa plus grande partie, puisqu'il a admis qu'elle était d'origine sédimentaire. Irving[4], en se basant sur les déterminations bien contestables du feldspath, l'a appelée *anorthite rock*. Enfin, Lawson[5] a proposé le terme « Carltonien » pour désigner les anorthosites comme une formation, qu'il a séparées tout à fait des autres gabbros du nord-est du Minnesota[6].

Adams et quelques autres savants ont employé le terme anorthosite

1. Le nom de *plagioclasite*, proposé par la Commission française de nomenclature des roches, éviterait toute confusion. Il est à souhaiter que ce nom efface complètement celui de Delesse.

2. M. J. G. Norwood, dans *Report of a geological Survey of Wisconsin, Iowa and Minnesota*, par D. D. Owen. Philadelphie, 1852, p. 380.

3. T. S. Hunt. *Amer. Jour. Sci.*, nov. 1869.

4. R. D. Irving. *Geology of Wisconsin*, III, 1880.

5. A. C. Lawson. Anorthosites of the Minnesota coast of lake Superior. *Geol. Nat. Hist. Surv. Minn.* Bull. 8, p. 23.

6. MM. Winchell, Van Hise et Elftman ont démontré que la séparation est artificielle; tous les termes de passage existent entre les deux roches.

Digitized by Google

dans un sens très général en le faisant presque synonyme de gabbro, de norite, ou même de diabase. Ainsi, Adams dit[1] : *Beide* (c'est-à-dire les anorthosites grossières et fines de la vallée de la rivière Shipshaw, Canada), *zeigen sehr deutlich eine ophitische oder Diabasstructur*, etc. Dans ce mémoire, le terme est employé dans un sens plus étroit; il n'englobe pas les gabbros, mais constitue une espèce distincte dans cette famille comme le lherzolite est une espèce distincte dans la famille de la péridotite. Ainsi l'anorthosite dérive minéralogiquement du gabbro normal de la même façon que la pyroxénite[2]. Par la disparition du feldspath le gabbro passe à la pyroxénite, tandis que par une diminution semblable de l'autre élément essentiel (le pyroxène), le gabbro se transforme en anorthosite.

L'anorthosite est donc à une extrémité de la série des modifications des gabbros, et la pyroxénite est à l'extrémité opposée. Un mélange d'anorthosite et de pyroxénite en quantités à peu près égales produirait un gabbro typique. Dans la série des roches à feldspath potassique, l'homologue de l'anorthosite est la sanidinite. Pour employer les expressions de M. Brögger, l'anorthosite est un type leucokrate des gabbros, alors que la pyroxénite en est une forme mélanokrate.

Dans le Minnesota, l'anorthosite typique se trouve en plusieurs points le long des limites méridionales de la région des gabbros, de même plus au nord, au lac Bellissima, au lac Little Saganaga et ailleurs. Sur la côte du lac Supérieur (c'est-à-dire aux limites méridionales de la région des gabbros) on a signalé la présence de l'anorthosite[3] dans dix gisements distincts dont les plus importants sont : celui qui est rapproché de l'île d'Encampment[4], celui de Splitrock Point, celui de Beaver Bay, celui de Baptism River, et celui de Carlton Peak. C'est de ce dernier gisement où l'anorthosite typique forme la partie supérieure d'une colline d'une hauteur de trois cents mètres que proviennent les échantillons qui ont servi pour cette étude. On ne connait pas d'anorthosite typique dans le Minnesota en dehors de la région des

1. F. D. Adams. Ueber das Norian oder Ober-Laurentian von Canada. *Neues Jahrb. f. Minér.*, etc. Bd. VIII, p. 451. Cf. aussi : Report on the Geology of a portion of the Laurentian Area. : *Geol. Survey of Canada : Annual Report.*, 1896, vol. VIII, p. 122, 125, etc.

2. C'est le nom qui a été proposé pour la première fois par T. S. Hunt pour désigner les masses pyroxéniques qui se rencontrent dans les grandes régions de gabbro du Canada ; mais il est employé généralement à l'heure actuelle dans le sens proposé par G. H. Williams pour désigner une roche granitoïde composée essentiellement de pyroxène sans olivine et sans feldspath. Voir : *Amer, Geol.*, juillet 1890, p. 47.

3. A. C. Lawson : The Anorthosytes of the Minnesota coast of lake Superior *Geol. Nat. Hist. Surv. Minn.* Bull. 8, 1893.

4. Voir la carte géologique.

Digitized by Google

gabbros, mais on en trouve au Canada tout près du Minnesota, au nord du lac Rainy.

Dans bien d'autres régions à gabbros du Canada la roche dominante est l'anorthosite. Ainsi elle se rencontre dans la partie qu'on a appelée la région de Morin [1], au nord de Montréal, dans la région de Lakefield, autour de Saint-Jérôme, dans le district de Kildare, à l'est du district de Cathcart, près Pont des Dalles, près de la ville de Saint-Jean-de-Martha, dans le district de Brandon ; et, aux environs des sources de la rivière Saguenay, on trouve un grand gisement qui peut être réuni à la région située aux environs des sources de la rivière Moisie.

Il existe deux gisements importants d'anorthosite dans l'État de New-York, et dans le nord de l'État de New-Jersey.

En dehors de l'Amérique, les anorthosites se trouvent en grandes masses dans la Norvège où on les a appelées roche de labrador ou gabbro. On les rencontre dans plusieurs régions Archéennes de la Russie, notamment près de Kamenoï Brod, dans le gouvernement de Kiew, dans celui de Cherson, près Saint-Pétersbourg, etc. Enfin on a signalé les anorthosites dans l'Égypte où elles servaient, dès les temps les plus reculés, à construire des monuments et des statues.

L'anorthosite du Minnesota est remarquable par son état absolument frais ; elle dépasse en fraîcheur celles du Canada, du Labrador et de la Russie. Le feldspath se présente souvent sous la forme de grands cristaux grenus, qui, lorsqu'on les brise, ont des faces de clivage vitreuses et brillantes, sur lesquelles les macles sont d'ordinaire très nettes. L'aspect terne ne se voit qu'aux affleurements, là où la roche a subi une altération due aux agents atmosphériques. C'est la seule forme de décomposition qu'ait subie l'anorthosite, et elle n'est que superficielle. La couleur du feldspath altéré est blanc sombre, parfois verdâtre, mais elle a souvent aussi une nuance rougeâtre, due à l'hématite qui s'est déposée le long des lignes de clivage et des plans de fracture délavés par les eaux superficielles. C'est l'état de la roche de Carlton Peak. La roche fraîche non altérée ne présente pas le jeu de couleurs que présente le labrador bien connu de la côte de Labrador ; ou tout au moins le jeu des couleurs y est rare et peu distinct. Le feldspath est d'une couleur grise variant du gris clair au gris vert sombre. Dans son état le plus pur, il est clair et transparent même dans des masses d'une épaisseur de quatre à cinq centimètres.

La structure de l'anorthosite est toujours grenue et holocristalline. Elle varie du grain très grossier au grain d'une grandeur moyenne, mais elle est généralement grossière. Les faces de clivage du feldspath mesurent fréquemment un à deux centimètres et peuvent même en

1. F. D. Adams. Ueber das Norian oder Ober Laurentian von Canada : *Neues Jahrb. f. Miner.* Bd. VIII.

Digitized by Google

atteindre quatre à cinq. Le feldspath n'est jamais porphyrique ni ophitique bien que l'augite qui l'accompagne à l'occasion montre une tendance à avoir des formes automorphes.

Voici les remarques du professeur A. C. Lawson [1] sur la texture des massifs d'anorthosite: « Une caractéristique remarquable de la roche comme formation est son état massif et le manque de plans de structure de toute sorte, excepté en quelques circonstances anormales. Même les diaclases sont, peut-on dire, entièrement absentes. Parfois la formation est traversée par une ou plusieurs fissures locales, mais celles-ci ne suivent aucune loi de direction et ne peuvent être regardées comme de vrais diaclases. Il n'existe que très rarement dans la région du lac Supérieur des roches massives aussi dépourvues de plans de structure. On ne trouve ni coulée ni texture gneissique, et la roche ne semble nulle part avoir été soumise aux forces qui tendraient à déformer la masse, la rendre schisteuse, ou, en quelque sorte, pousser au développement des structures secondaires de nature mécanique ».

A première vue, la roche semble être composée par un seul minéral, un feldspath avec des faces d'un fin clivage montrant souvent très distinctement les stries de la macle de l'albite. Mais un examen plus approfondi permet de voir de très petits grains d'augite noir verdâtre distribués un peu partout dans la roche, remplissant d'habitude les interstices des cristaux de feldspath, mais possédant rarement des contours cristallins. Outre ces deux minéraux on en trouve presque toujours un troisième, sous la forme d'un minéral noir brillant avec des reflets bleu-noir métalliques. C'est la magnétite.

Quand la roche est altérée, on voit apparaître l'hématite et elle prend une teinte rougeâtre. En même temps, le feldspath s'altère le long de ses clivages qui deviennent plus faciles, et la division en lamelles donne un aspect blanc sombre à la masse. Cette couleur est aussi due à ce fait que le feldspath s'altère en divers minéraux blancs et spécialement en zéolites. Toutes les fois qu'on trouve des amygdales, elles sont remplies de masses radiées de ces minéraux qui souvent sont nuancés de zones régulières et fort belles. Ces dernières sont perpendiculaires aux fibres et varient de couleur du blanc de porcelaine au rose brillant et moins souvent au vert clair pâle, ou sombre. Ces zéolites amygdaloïdales, qui constituent des minéraux de peu de dureté, sont fréquemment entrelacées au point de former la partie la plus tenace de la roche et peuvent être ramassées sur les bords du lac Supérieur, tous dérivés de la désagrégation des anorthosites et des autres roches gabbroïques. Les plus beaux échantillons sont employés par les bijoutiers de la région.

1. A. C. Lawson : The Anorthosites of the Minnesota coast of lake Superior : Bull. 8. *Geol. Nat. Hist. Surv. Minn.*, 1893, p. 3.

Digitized by Google

Structure. — En lames minces, il n'est pas rare de voir qu'un ou deux grains de feldspath occupent toute une préparation. En même temps la grande prédominance du plagioclase est très évidente, l'augite ne se trouve qu'en petits cristaux amorphes clairsemés, excepté dans les cas plus rares où il se rencontre çà et là en petites masses polyédriques, ou en lignes étroites entre les larges cristaux de labrador. On peut constater en général que, dans les anorthosites du Minnesota, le feldspath triclinique forme des trois quarts aux neuf dixièmes de la roche. La magnétite et l'apatite sont presque constantes mais peu abondantes.

Je n'y ai pas rencontré d'olivine bien qu'Irving prétende en avoir vu plusieurs fois. Ainsi les seuls minéraux primaires observés sont :

Apatite, magnétite, augite, labrador.

En général, l'ordre de cristallisation est celui donné ci-dessus, mais il est probable que l'apatite et la magnétite ont cristallisé presque en même temps, et elles sont en si petite quantité qu'en cristallisant elles ne s'entremêlent jamais, et en conséquence, on ne peut pas affirmer lequel des deux minéraux est le plus ancien. La magnétite se trouve parfois englobée dans l'apatite, mais en pareil cas, le mineral ferrugineux est apparemment toujours secondaire et dû aux eaux filtrantes, puisque ce n'est que dans les parties fortement altérées que l'apatite l'englobe. Toutes deux sont néanmoins distinctement plus anciennes que les grandes masses d'augite et de labrador.

Dans un échantillon, j'ai observé un cristal d'augite moulant l'extrémité d'un cristal de magnétite bien formé et lui-même entouré de feldspath xénomorphe. Dans un autre cas, qui sera décrit en détail, il est clair que les périodes de cristallisation de la magnétite et de l'augite furent partiellement contemporaines ; quoique la très grande part d'oxyde de fer a cristallisé avant le pyroxène ; la séparation n'était pas encore complète quand celle du pyroxène était déjà bien avancée ; en effet, la cristallisation des dernières traces de fer a lieu après l'achèvement de la solidification de l'augite. Mais ce fait est exceptionnel. Le rapport entre l'augite et le labrador est assez variable, mais, en général, le pyroxène est d'une formation plus ancienne ; tandis que la plus grande partie cristallisa avant le feldspath, il y a aussi une petite quantité dans les espaces situés entre les plages de labrador. Mais ces espaces sont comparativement rares et en général les plages de feldspath sont limitées seulement par le même minéral. Ainsi, le feldspath considéré seul, forme une masse à structure granitique très grossière.

Un développement particulier et exceptionnel de l'augite (Voir

Digitized by Google

planche III, fig. 1) se rencontre dans une préparation de Carlton Peak. Il se trouve malheureusement dans une partie très altérée, si bien que l'augite est presque séparée du feldspath et leurs rapports sont incertains. Cependant il est très probable que l'augite est en totalité plus récente que le feldspath, une masse assez grande d'augite d'une forme irrégulière présentant une macle dont le plan de composition est h^1(100), et est entouré de zones alternatives, mais irrégulières et localement interrompues de magnétite et d'augite. L'orientation optique de ces petits individus de pyroxène, satellites des deux composants de la macle centrale, est, d'une façon constante, la même que pour ceux-ci.

Cette préparation d'augite est aussi intéressante puisqu'elle montre clairement la décomposition du pyroxène, l'apparition des plans de séparation du diallage, et ensuite la transformation en clinochlore qui est habituellement accompagnée par la séparation de la magnétite secondaire, c'est celle-ci qui a donné naissance à l'hématite qui se propage irrégulièrement à travers le pyroxène d'une façon semblable à ce qu'on voit dans la serpentinisation de l'olivine.

Les *minéraux primaires* de l'anorthosite sont : le labrador, l'augite, la magnétite et l'apatite.

Je vais passer en revue ces minéraux en donnant tous les caractères qu'il m'a été possible de déterminer à l'aide des documents que j'ai en mains.

Le *labrador* est de beaucoup le minéral le plus important de la roche, fournissant, comme il le fait souvent, plus de 90 °/₀ du poids total. Il tire son nom, comme on sait, de la péninsule du Labrador sur la côte duquel il a été trouvé pour la première fois par M. Wolff, vers l'année 1770.

Il serait inutile d'énumérer les noms divers qu'il a reçus, comme labradorstein, kalkoligoklas, mornite, silicite, radanite, feldspath chatoyant ou opalin, etc. ; mais il est intéressant de montrer clairement quelles significations variables lui ont donné les savants qui ont fait une étude spéciale des feldspaths pendant ces dernières années.

C'est à M. Tschermak que nous devons la théorie de la série isomorphe comprenant tous les feldspaths plagioclases de l'albite à l'anorthite. M. Fouqué, dans une étude détaillée spécialement consacrée aux propriétés optiques des feldspaths des roches volcaniques, a fourni des données très précieuses que M. Michel Lévy a employées à l'appui de la théorie de M. Tschermak.

M. Fouqué a tiré cette conclusion qu'une série continue n'existe pas entre l'albite et l'anorthite, qu'au contraire un certain nombre de types bien définis existent qui sont capables de former entre eux des combinaisons physiques. En d'autres termes le labrador-bytownite de M. Michel Lévy (Ab_2An_3) n'est pas un mélange isomorphe d'albite

Digitized by Google

et d'anorthite, mais de labrador-bytownite de M. Fouqué (Ab_3An_4) et de bytownite, ces derniers n'étant point cependant des mélanges, mais des types indépendants " formant avec les autres plagioclases une famille naturelle comparable aux séries si bien établies de la chimie organique".

Dans de telles séries, il est vrai que tous les caractères des composés intermédiaires sont exactement déterminés si ceux des deux extrêmes sont entièrement connus. Ainsi la théorie conduit aux mêmes conclusions pratiques que celle de M. Tschermak.

Elle diffère de cette dernière en ce qu'elle assigne à certains composés intermédiaires le même rang qui appartient aux extrêmes. C'est une théorie basée surtout sur la fréquence de certains types et elle est très difficile à attaquer, soit qu'on l'accepte ou non. M. Michel Lévy a démontré que de faibles variations paraissent exister qu'on ne peut pas expliquer par une stricte interprétation de la théorie de M. Tschermak, mais néanmoins il est arrivé à cette conclusion que les meilleurs résultats obtenus ont une conformité entièrement satisfaisante et que, si la théorie n'est pas mathématiquement exacte, elle est aussi exacte que n'importe quelle loi ordinaire de la physique.

En tous cas, qu'on accepte la théorie de la série continue entre l'albite et l'anorthite ou, au contraire, qu'on admette l'existence d'un nombre limité de types intermédiaires entre les deux limites extrêmes, il est nécessaire, pour la description pétrographique, d'établir des divisions dans la série.

Ces divisions adoptées par différents auteurs se trouvent à la table suivante, en tant qu'elles concernent les minéraux en discussion. Il est nécessaire de remarquer que si l'on accepte la théorie de Tschermak, la composition de tous les composés intermédiaires peut être représentée par la formule Ab_nAn_m qui sert en tous cas de modèle très simple de rapport. (Voir page 63).

On verra que les différences d'usage sont très marquées. Prenons par exemple le labrador-bytownite : selon M. Michel Lévy sa composition est Ab_2An_3 ; selon M. Fouqué elle est Ab_3An_4 ; tandis que MM. Schuster et Tschermak ne le reconnaissent pas comme une sous-espèce, mais s'ils l'avaient fait ils l'auraient probablement considéré respectivement comme Ab_1An_2 et Ab_1An_3. Bien plus, MM. Tschermak et Schuster placent les divisions aux points dont la composition est facilement exprimée, comme par exemple Ab_1An_2 et Ab_1An_3, tandis que M. Michel Lévy préfère donner des noms à ces points et place les divisions entre eux.

Ainsi le labrador de M. Michel Lévy n'est point distinctement un labrador ni une andésine, mais il se trouve à la limite qui les sépare d'après M. Tschermak. M. Fouqué considère Ab_1An_3 comme une bytownite, puisque c'est avec ce feldspath que l'attaque par les acides devient facile.

Digitized by Google

	Rapport d'oxygène 1:3:x	COMPOSITION THÉORIQUE					Tschermak. (1)	Schuster (2)	Fouqué (3)	Michel Lévy (4)
		SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	Densité				
Ab_4An_3 .	7.2	57.4	27.1	8.9	6.6	2.684	Andésine	Andésine	Andésine	Andésine
Ab_3An_1	6.7	55.6	28.3	10.4	5.7	2 694			Labrador	Labrador
Ab_3An_4 .	6.2	53.7	29.6	11.8	4.9	2.703			Lab.-byt.	Lab., bas.
Ab_2An_3 .	6.0	53.0	30.1	12.3	4.6	2.708	Labrador	Labrador		Lab.-byt.
Ab_1An_2 .	5,6	51.1	31.2	13.7	3.8	2.716				
Ab_1An_3.	5.2	49.3	32.6	15.3	2.8	2.728			Bytownit	
Ab_1An_4 .	4.9	48.0	33.4	16.3	2.3	2.725	Bytownit.	Bytownit.		

(1) G. Tschermak : *Lehrbuch der Mineralogie.* Quatrième édition, Wien, 1894, p, 473, Théorie émise pour la première fois. *Sitzb. K. K. Akad. Wissensch, Wien.* Déc. 1864. Vol. I, p. 582.

(2) Max Schuster : *Uber die optische Orientirung der Plagioklase :* Minéral. und Petrogr. Mitt. Tschermak. Deuxième série, III, 1880 p. 153.

(3) F. Fouqué : L'Étude des feldspaths des roches volcaniques : *Bull. Soc. Fr. Min.* XVII, 1894.

(4) A. Michel Lévy, *Étude sur la détermination des feldspaths :* Paris, 1894, p, 26-7, *Idem.* Deuxième fascicule : Paris, 1898, p. 107.

Une différence si marquée devrait être reconnue. Pour être bref j'appellerai labrador, dans ce mémoire, le plagioclase de composition exprimée par Ab_3An_4. C'est donc le même que le labrador-bytownite de M. Fouqué et le labrador basique de M. Michel Lévy. D'après plusieurs analyses antérieures et d'après les caractères optiques et cristallographiques que j'ai déterminés, il est de beaucoup le feldspath le plus commun des anorthosites et des gabbros du Minnesota, du Canada, de la Finlande et de New-York.

Ce feldspath triclinique ne se trouve jamais sous une vraie forme cristalline automorphe dans la roche que j'étudie. Il est toujours entièrement cristallin et massif, d'une structure grenue grossière. On obtient facilement une cassure conchoïdale, mais, plus facilement, le clivage parallèle à $p(001)$, qui est bien plus développé que les autres et d'habitude donne des surfaces lumineuses éclatantes. Il est meilleur que le clivage parallèle à $g^1(010)$ qui est néanmoins très bien développé. Ce dernier clivage produit des faces qui sont d'habitude bien plus petites que celles parallèles à $p(001)$ et sont manifestement inférieures comme surfaces de réflexion. En effet, on peut distinguer les deux à l'œil nu par ce seul fait. Les seuls autres clivages communs sont ceux parallèles aux faces du prisme, c'est-à-dire $m(1\bar{1}0)$ et $t(110)$, qui, avec la base $p(001)$ donnent la forme fondamentale de l'ancienne école des minéralogistes français. Les deux clivages, qui parfois donnent, en apparence, des surfaces d'une grandeur considérable, montrent, quand ils sont examinés de plus près, des faces brisées et irrégulières. Bien plus, ces faces sont sombres et ne donnent que de mauvaises mires au goniomètre. Le clivage $m(1\bar{1}0)$ est un peu

Digitized by Google

meilleur que celui parallèle à $t(110)$. On n'a observé qu'un seul autre clivage. Il est parallèle à $g^3/_2(150)$, il est rare, et n'a que de petites surfaces, ses réflexions sont au moins aussi bonnes que celles de $m(1\bar{1}0)$.

Étude cristallographique. — L'angle des deux clivages $p(001)$ et $g^1(010)$ a été maintes fois mesuré, par presque tous les auteurs qui ont étudié le labrador. Mais les nombres publiés sont des plus variés, comme on peut voir dans le tableau suivant de ces mesures. (Voir page 65.) J'y ai présenté les valeurs correspondant aux angles des autres clivages : $tg^1(110)\wedge(010)$, $mt(110)\wedge(1\bar{1}0)$, et $pt(001)\wedge(110)$.

Le labrador ne possède aucun angle plus facile à mesurer ou se prêtant mieux aux mesures exactes que cet angle de clivage $pg^1(001)\wedge(010)$. Et, cependant, les variations dans les valeurs obtenues par des auteurs différents dépassent 1°, et on ne peut guère trouver deux mesures absolument d'accord dans la bibliographie du minéral.

Les mesures que j'ai effectuées sur le labrador de Carlton Peak ont été exécutées au moyen d'un goniomètre à réflexion du type actuellement employé dans les laboratoires de minéralogie de Paris (Goniomètre de Mallard). Un échantillon a été brisé en fragments très petits en produisant autant de surfaces de clivage que possible. Le même échantillon principal a servi pour toutes les mesures, et ensuite pour l'analyse chimique. Dans les propriétés optiques, on n'a trouvé aucune indication d'une variation importante ; la composition chimique[1] correspond à très peu de chose près à celle exprimée par la formule $Ab_3 An_4$. J'ai déjà fait remarquer que le clivage $p(001)$ donne souvent de grandes surfaces réflétant bien la lumière, tandis que le clivage $g^1(010)$, quoique inférieur à $p(001)$, est nettement supérieur comme surface de réflexion au même clivage dans le labrador des autres gisements dont j'ai pu examiner des échantillons. J'ai examiné au goniomètre plus de cent morceaux de clivage, j'ai mesuré tous ceux donnant de bonnes images. On a écarté quelques-uns des résultats trop aberrants pour n'être pas inexacts. J'ai ajouté à ce tableau (voir page 66) quelques autres angles qui ont été mesurés incidemment.

Quelle est la cause des variations qui sont presque aussi grandes dans une seule série de mesures, non seulement du même gisement, mais du même échantillon, que celles qui figurent dans la table des mesures prises par des auteurs différents sur des gisements très éloignés les uns des autres ? Elles ne sont certainement pas dues à l'appareil employé puisqu'on l'a essayé bien des fois sur d'autres minéraux avec des résultats entièrement satisfaisants ; elles ne sont non plus dues à mon manque d'expérience, puisque M. le professeur Lacroix

1. Voir plus loin dans ce chapitre.

Digitized by Google

DATE	AUTEURS	LOCALITÉS	COMPOSITION Approximative	DENSITÉ	pg^1 (001)∧(010)	tg^1 (110)∧(010)	mt (1$\bar{1}$0)∧(110)	pt (001)∧(110)
1823	G. Rose [1]	Labrador		2.70	93° 30′			
1827	Hessel [2]				94° 30′	119°		115° »
1830	Nordenskjold [3]	Ojamo, Finlande		2.694	93° 28′	119° 16′		114° 48′
1857	Reusch [4]	Labrador			93° 40′	120° 43′		114° 4′
1862	Marignac, Des Cloizeaux [5]	Etna [16]			93° 20′	120° 53′	121° 37′	
1868	Vogelsang [6]	Labrador			93° 50′			
1869	Schrauf [7]	Labrador			93° 30′	117° 30′		116° »
1871	Vom Rath [8]	Tannenbergsthal, Saxe [17]	Ab_1An_1		94° »			
1871	Vom Rath [8]	Hafnofiord, Islande	Ab_2An_3	2.729	95° 15′			
1871	Vom Rath [8]	Hafnofiord, Islande	Ab_2An_3	2.729	95° 25′			
1876	Vom Rath [9]	Visgerad, Hongrie [18]	Ab_1An_1	2.66	93° 10′			
1876	Vom Rath [9]	Visgerad [18]	Ab_1An_1	2.66	93° 43′			
?	Tschermak [10]				93° 56′			
1882	Obermayer [11]	Kiew, Russie [19]			93° 52′	121° 3′ 3/4	124° 18′ 1/4	
1889	Holland [12]	Mull, Hébrides	Ab_1An_2	2.720	93° 38′			
1894	Fouqué [13]	Pico, Açores	Ab_7An_8	2.696	94° 21′			
1898	Naumann-Zirkel [14]				93° 31′	121° 4′	120° 18′	
1898	Naumann-Zirkel [15]				93° 48′			
1900	A. N. Winchell	Carlton Peak, Minn.	Ab_3An_4	2.696	94° 16′	120° 48′	121° 15′	114° 15′

1. Rose : Gilbert. Ann. LXXIII, 1823, p. 194.
2. Hessel : Kastners Archives, X, 1829, p. 274. Ref. Schrauf, Sitzb. Akad. Wissensch. Wien, LX, 1869.
3. Nordenskjold : Pogg. Ann. XIX, 1830, p. 181. Mesures faites avec le goniomètre de Wollaston.
4. Reusch : Pogg. Ann. CXX, 1857, p. 96.
5. Marignac, *in* Des Cloizeaux : Min. 1862, p. 303.
6. Vogelsang : Archives néerlandaises, III, 1868.
7. Schrauf : Sitzb. Akad. Wissensch. Wien, LX, 1869, p. 996.
8. Vom Rath : Pogg. Ann. CXLIV. 1871, p. 129.
9. Vom Rath : Ber. Akad. Berlin. XLI, 1876, p. 147.
10. Tschermak : Voir Dana : Min. 1892, p. 326.
11. Obermayer : Zs. Kr. III, 1883, p. 66.
12. Holland : Min. Magazine. Londres, 1889, VIII, p. 154.
13. F. Fouqué : Bull. Soc. Fr. Min. XVII, 1894, p. 343.
14. Naumann Zirkel : Elem. Min., 1898, p. 730.
15. Naumann Zirkel : Elem. Min., 1898, p. 721.
16. Plusieurs analyses de ce gisement montrent des variations très grandes, de sorte que la composition du minéral qui a servi pour la mesure n'est pas connue ; je n'ai pu trouver aucune indication que ce minéral lui-même ait été analysé. Cependant, on dit que la mesure de *mt* (110) ∧ (110) était obtenue d'un feldspath de la composition Ab_3An_4.
17. Cette valeur dérive de la mesure : *pp*′(001)∧(001) = 172°.
18. Ces valeurs dérivent aussi des mesures de l'angle entre les facettes des lamelles hémitropes.
19. Un feldspath de ce gisement a donné à Segeth la composition Ab_2An_3 à peu de chose près. Il est à remarquer que Obermayer ne donne que quatre mesures de l'angle *pg*¹(001)∧(010), savoir : 93° 43′, 93° 50′, 93° 48′, 93° 44′ et ensuite il conclut que le vrai angle est de 93° 52′. Et cette valeur, que Obermayer n'a pas observée une seule fois est la base des données cristallographiques généralement acceptées actuellement.

Digitized by Google

N°s	DENSITÉ	pg^1 (001)∧(010)	mt ($\bar{1}10$)∧(110)	tg^1 (110)∧(010)	pt (001)∧(110)	$pg^3/_2$ (001)∧(150)	pp' (001)∧(001)
1	2.700	94° 24′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
2	2.697	94° 33′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
3	2.697	94° 25′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
4	2.701	94° 19′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	171° 24′
5	2.701	94° 15′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
6	2.699	94° 7′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	171° 45′
7	2.701	94° 29′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	171° 2′
8	2.701	94° 27′	. . . . .	120° 49′	. . . . .	. . . . .	. . . . .
9	2.701	94° 29′	. . . . .	120° 47′	. . . . .	. . . . .	. . . . .
10	2.700	94° 28′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
11	2.699	94° 13′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	171° 33′
12	2.702	94° 20′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	171° 20′
13	2.701	94° 8′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
14	2.703	94° 30′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
15	2.699	93° 56′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
16	2.697	93° 40′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
17	2.700	94° 6′	. . . . .	. . . . .	114° 22′	. . . . .	. . . . .
18	2.703	93° 54′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
19	2.700	94° 14′	. . . . .	. . . . .	114° 17′	. . . . .	. . . . .
20	2.703	94° 13′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
21	2.702	94° 11′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
22	2.700	94° 10′	121° 23′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
23	2.700	94° 21′	121° 24′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
24	2.701	94° 19′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
25	2.700	94° 5′	121° 24′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
26	2.700	94° 40′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
27	2.697	94° 25′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
28	2.700	. . . . .	121° 13′	120° 48′	. . . . .	. . . . .	. . . . .
29	2.700	. . . . .	120° 54′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
30	2.700	. . . . .	121° 23′	. . . . .	114° 9′	. . . . .	. . . . .
31	2.697	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	102° 6′	. . . . .
32	2.700	. . . . .	121° 3′	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
Moyenne. .		94° 16′	121° 15′	120° 48′	114° 16′	102° 6′	171° 25′

Digitized by Google

a eu l'obligeance de vérifier l'une (n° 14) des plus exceptionnelles, et qu'il a trouvé 94° 31'. Il faut chercher la cause des variations dans le minéral lui-même ; un examen attentif montre que tandis que la face $p(001)$ est d'ordinaire tout à fait plane dans le feldspath de Carlton Peak, la face $g^1(010)$ est souvent un peu irrégulière, se composant de deux de ces plans (ou, plus rarement, même davantage) qu'on appelle parfois des plans « vicinaux ». Il est, en outre, à remarquer que ces plans varient plus ou moins dans l'angle qu'ils font avec $p(001)$; dans des cas extrêmes cette variation peut atteindre 1°. De plus, ces plans, qui sont parfois d'une grandeur à peu près égale, sont plus fréquemment inégaux, mais l'un ou l'autre peut être le plus grand et le plus brillant et peut même effacer entièrement l'autre, sans que ce fait ait aucune influence sensible sur sa propre position. Ainsi, je trouve des cristaux qui montrent une seule image sur la face $g^1(010)$ et qui donnent un angle qui peut parfois atteindre 94° 40', et d'autre part il en existe qui ne montrent qu'une seule mire de la face $g^1(010)$ et qui donnent un angle ne dépassant pas 93° 40', quoique les deux mesures soient exceptionnelles. Ce fait explique bien les grandes variations non seulement dans la série des mesures que j'ai faites, mais aussi dans la table des mesures faites par d'autres personnes.

On pourrait admettre que la même cause a produit la moyenne remarquable que j'ai trouvée, c'est-à-dire que le plan « vicinal » qui forme avec $p(001)$ le plus grand angle est plus fréquent que l'autre, et que la moyenne est donc considérablement trop grande. Mais, est-ce vrai? Il faut admettre que les lois physiques manquent souvent d'exactitude mathématique, et la présence exceptionnelle d'angles trop grands s'expliquerait facilement; mais il n'est pas raisonnable de supposer que ces plans, très rares, peuvent devenir la règle générale dans une centaine de mesures. De plus, si un tel plan pouvait supplanter le vrai plan de clivage dans plusieurs cas, il ne pourrait pas, en même temps, changer la position du plan de composition de la macle d'albite qui resterait forcément parallèle au vrai plan $g^1(010)$. Or la macle d'albite fournit parfois des lamelles assez épaisses pour qu'on puisse mesurer l'angle $pp'(001)\wedge(001)$ avec une grande exactitude. Il est évident qu'on peut facilement déduire l'angle $pg^1(001)\wedge(010)$ de l'angle $pp'(001)\wedge(001)$. En effet, la moitié du dernier égale le supplément du premier. La valeur moyenne obtenue pour $pp'(001)\wedge(001)$ était de 171° 25' ; le supplément de la moitié de cet angle égale 94° 17'½, ce qui s'accorde très bien avec la valeur moyenne que j'ai déterminée pour $pg^1(001)\wedge(010)$.

On peut même serrer la question de plus près, dans les cas particuliers ; $pg^1(001)\wedge(010)$ calculé de $pp'(001)\wedge(001)$ sur le cristal n° 4 égale 94° 18', tandis que la valeur mesurée de $pg^1(001)\wedge(010)$

Digitized by Google

est de 94° 19′ ; la valeur calculée sur le n° 6 est de 94° 7′ ½, tandis que la valeur mesurée est de 94° 7′ ; pour les nos 7 et 12, les valeurs calculées et mesurées sont identiques ; à celles du n° 11 la valeur mesurée est de 94° 13′, tandis que la valeur calculée n'est qu'une demi-minute plus grande.

Il semble donc certain que la valeur réelle de l'angle $pg^1(001)\wedge(010)$ varie en fait, parce que la position du plan $g^1(010)$ est variable, et que la vraie valeur moyenne dans le gisement étudié est à peu près 94°16′. Les plans « vicinaux » sont, dans le cas dont il s'agit ici, des représentants du plan $g^1(010)$ dans ses positions variables. Etant donné alors que la position du plan $g^1(010)$ varie, il est évident que le seul moyen d'obtenir une bonne valeur est de prendre la moyenne d'un grand nombre de mesures.

L'importance de cette mesure cristallographique réside dans son rapport avec la théorie de la continuité des feldspaths plagioclases comme mélanges isomorphes d'albite et d'anorthite. Selon cette théorie, tous les autres plagioclases doivent être rigoureusement intermédiaires entre ces deux composés extrêmes par tous leurs caractères, chimiques et optiques. Or, l'angle $pg^1(001)\wedge(010)$ dans l'albite est de 93° 36′, tandis que dans l'anorthite il est de 94° 10′. Ces valeurs sont bien établies, et tout le monde les accepte actuellement. S'il existe un labrador dont l'angle $pg^1(001)\wedge(010)$ est plus grand que 94° 10′, c'est une preuve au moins d'une inexactitude de la théorie. Que quelques mesures de l'angle $pg^1(001)\wedge(010)$ tout à fait exceptionnelles dépassent l'angle 94° 10′, cela s'expliquerait facilement comme dû aux surfaces un peu irrégulières sur $g^1(010)$, mais qu'une série de vingt-cinq mesures sur des cristaux choisis donne une moyenne plus grande que 94° 10′, cela s'explique bien plus difficilement.

Une étude cristallographique comparative du labrador de plusieurs autres gisements tend également à établir que la position de la face $g^1(010)$ est variable, mais elle montre de plus que la variation est probablement due aux changements très légers dans la composition chimique.

Ainsi, le labrador de Kamenoï Brod (Russie) possède un très bon clivage parallèle à $g^1(010)$, mais les deux clivages p et g^1 sont un peu irréguliers ; les mires sont presque aussi nettes que celles du feldspath du Minnesota. Le gisement russe m'a fourni la série suivante de mesures : $pg^1(001)\wedge(010)$ = 93° 57′, 94° 7′, 93° 49′, 93° 58′, 94° 7′, 94° 2′, 94° 5′, 93° 56′, 94° 15′, 94° 0′, 93° 44′, 94° 0′, 94° 0′, 93° 40′, 94° 8′, 93° 55′, 93° 50′, 93° 56′, 93° 50′, 94° 14′, 93° 45′ ou une moyenne de 93° 58′, avec des variations entre 93° 35′ et 94° 15′. L'angle d'extinction sur $p(001)$ varie de —6° ½ à —11°, avec une moyenne de —9° environ ; sur $g^1(010)$ l'angle

Digitized by Google

d'extinction varie entre — 20° et — 24° avec une moyenne de — 21° $\frac{1}{2}$ environ; la densité est de 2.697 à 2.700; la composition doit donc être Ab_7An_8, et la seule analyse connue de ce gisement a donné cette composition à peu de chose près.

Un autre échantillon du labrador de Kamenoï Brod donne des mires brillantes, mais souvent embrouillées. J'ai obtenu les mesures suivantes: $pg^1(001)\wedge(010)$ = 94° 12′, 93° 37′, 93° 52′, 93° 57′, 93° 40′, 94° 14′, 93° 57′, 93° 47′, 93° 52′, 93° 50′, 93° 53′, 94° 14′, 93° 36′, 93° 55′, 94° 9′, 94° 10′, 94° 13′, 93° 54′, 93° 57′, 93° 48′, 93° 51′, 94° 4′, 93° 52′, 93° 55′, ce qui donne une moyenne de 93° 56′, avec des variations entre 93° 36′ et 94° 14′. L'angle d'extinction sur $p(001)$ varie de — 21° à — 24°, mais il est le plus souvent — 23° environ, sur $g^1(010)$ il varie de — 6° à — 9° avec une moyenne de 7° $^1/_2$, la densité varie entre 2.696 et 2.699; la composition est donc Ab_7An_8, à peu de chose près.

Le labrador du gisement classique, situé sur la côte orientale du Labrador, donne parfois de bonnes images de réflexion; les mesures sont les suivantes: $pg^1(001)\wedge(010)$=93° 59′, 93° 52′, 94° 14′, 93° 45′, 93° 44′, 94° 4′, 93° 39′, 93° 59′, 93° 58′, 93° 42′, 93° 45′, 94° 13′, 94° 0′, 93° 59′, 93° 45′, ce qui donne une moyenne de 93° 54 $\frac{1}{2}$. L'angle d'extinction sur $p(001)$ varie de — 22° à — 25°, mais la moyenne est de — 23° environ; sur g^1 il varie de — 6° à — 10° avec une moyenne de — 7° $^1/_2$ environ; la densité varie entre 2.696 et 2.698. La composition est encore une fois très près de Ab_7An_8, peut-être un peu plus acide que dans le cas précédent.

Enfin un échantillon[2] de la vallée de Poulkouka, Russie (près Saint-Pétersbourg), a donné les mesures suivantes : $pg^1(001)\wedge(010)$ = 94° 19′, 94° 7′, 94° 16′, 94° 4′, ce qui donne une moyenne de 94° 12′, Ce cristal a une densité de 2.701 ; l'extinction sur g^1 (010) est de — 25°, et sur $p(001)$ elle est de — 9° $^1/_2$ à — 11°. La composition est évidemment Ab_3An_4 environ.

J'ai fait des essais répétés pour obtenir des mesures semblables par des échantillons de plusieurs autres gisements, savoir : Etna, Italie ; Ojamo, Finlande ; lac Champlain, New York ; et Wilmington, Delaware, mais les mires données par les faces de clivage étaient trop confuses pour permettre d'obtenir des mesures dignes de confiance, quoique les valeurs obtenues ne tendent qu'à confirmer la conclusion générale qu'il existe une augmentation la plus remarquable dans l'angle $pg^1(001)\wedge(010)$ dans la série labradorique ; et que cet angle augmente très rapidement avec l'accroissement de la basicité. Je regrette surtout de n'avoir pu obtenir de bonnes mesures du labrador de l'Etna, puisque c'est le seul feldspath d'origine volcanique que j'ai à examiner ; mais les images étaient très mauvaises, toujours

1. Cet angle est rarement 2° environ, et aussi rarement 12° environ.
2. D'autres cristaux du même gisement sont plus acides.

Digitized by Google

faibles et embrouillées, ou multiples. Le minéral d'Ojamo a donné des images, qui, quoiqu'elles fussent brillantes, ont formé une série continue d'images d'un éclat uniforme, et s'étendant sur plusieurs degrés. Les mesures qu'on a obtenu étaient très fréquemment de 90° à 91°, ce qui montre que le clivage $p(001)$, au lieu de suivre le zigzag des macles d'albite, les a traversés irrégulièrement.

La composition chimique exacte des minéraux qui ont servi jusqu'à présent pour les mesures goniométriques n'est connue que dans des

Comp. approx.	AUTEURS	PROVENANCES	pg^1 (001)∧(010)	Densité	COMPOSITION CHIMIQUE					
					SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	
Ab_1An	Vom Rath. . .	Visgerad, Hongrie.	93° 10′ 93° 45′ 93° 40′	2.66	50.40	30.65	10.53	3.27	3.36	H_2O = 1.69 Somme = 99.90
Ab_1An_1	Vom Rath. . .	Tannenbergsthal. .	94°	2.711	53.61	29.68	10.96	4.96	1.15	H_2O = 0.65 Somme = 99.76
Ab_1An_1	Fouqué	Pico, Açores. . . .	94° 21′	2.696	54.9	29.3	10.25	5.35	0.07	Fe_2O_3 = 0.6 MgO = 0.06 Somme = 100.53
Ab_3An_4	A. N. Winchell.	Minnesota.	94° 16′	2.701	53.38	29.70	11.90	4.30	0.56	Fe_2O_3 = 0.21 H_2O = 0.37 Somme = 100.00
Ab_2An_3	Scharizer . . .	Jan Mayen	94°	2 703	52.68	29.45	12.18	3.88	0.58	Fe_2O_3 = 0.88 H_2O = 0.33 Somme = 100.00
Ab_2An_3	Vom Rath. . .	Hafnöfiord, Islande	95° 15′ 95° 25′	2.729	54.23	29.64	12.01	4.41	Traces	MgO = 0.11 H_2O = 0.07 Somme = 100.40
Ab_1An_2	Holland.	Mull, Hébrides. . .	93° 38′	2.720	50.80	31.54	12.83	3.96	Traces	Perte au feu = 0.52 Somme = 99.65

Digitized by Google

cas assez rares; mais les déterminations doubles de ce genre qui existent, indiquent une augmentation rapide de l'angle $pg^1(001)\wedge(010)$ quand le feldspath devient plus basique, et une augmentation qui fait que l'angle dépasse la valeur de cet angle dans l'anorthite pour tous les feldspaths entre Ab_7An_8 et Ab_1An_3. Disposés par ordre de basicité, on obtient le tableau ci-dessus.

Il est regrettable que, parmi les minéralogistes qui ont fait des déterminations précises de l'angle $pg^1(001)\wedge(010)$, il n'y en ait que si peu qui aient fait une analyse chimique du minéral étudié. De plus les rares analyses qu'on a pu trouver sont pour la plupart peu satisfaisantes; ainsi, on verra tout de suite que la forte quantité de potasse dans la première analyse a nettement diminué la densité, et explique probablement la faible proportion de silice; la chaux paraît donner la valeur la plus significative. La densité de la seconde analyse paraît être nettement trop élevée : la valeur de l'angle de clivage trouvé par M. Fouqué est un peu trop élevée pour prendre sa place dans la série régulière ; les alcalis de son analyse indiquent Ab_1An_1, mais l'alumine, la silice et la densité indiquent Ab_7An_8. D'autre part, la détermination de Scharizer[1] est une exception à la règle générale. La troisième analyse de vom Rath n'est pas satisfaisante; la chaux et la soude correspondent à peu près à Ab_2An_3, mais la densité est beaucoup trop forte. Enfin, la chaux de l'analyse de Holland est trop faible pour s'accorder avec les autres parties de l'analyse.

Il est à remarquer que les indications peu précises qu'on possède indiquent que le feldspath de Nordenskjold prendrait sa place près de Ab_1An_1 ; et Abich[2] et Ricciardi[3] ont fait des analyses qui indiquent que le plagioclase de Marignac-Des Cloizeaux était peut-être bien Ab_1An_1. La seule analyse connue du feldspath du gisement situé près de Kiew a donné un résultat approchant de Ab_7An_8, de sorte que les valeurs d'Obermayer comprises entre 93° 43′ et 93° 52′ seraient conformes à la théorie de M. Tschermak. Les quatre déterminations du feldspath des côtes du Labrador s'accorderaient bien aussi avec la série, puisque plusieurs analyses du feldspath de ce gisement ont donné des résultats très approchants de Ab_1An_1 : les autres analyses de ce gisement montrent que le feldspath peut être un peu plus acide que Ab_1An_1, mais plus souvent il est plus basique, quoiqu'il ne dépasse que très rarement Ab_7An_8. Il est donc évident que la valeur de l'angle $pg^1(001)\wedge(010)$ dans le feldspath Ab_1An_1 approche beaucoup

1. La mesure de Scharizer peut bien être une simple approximation, puisqu'il ne dit rien de la méthode employée: en effet il donne la mesure d'une manière incidente.

2. Abich. *Pogg. Ann.* 1840, L, p. 347.

3. Ricciardi. *Gazz. Chim. Ital.* 1881, p.138.

Digitized by Google

de 93° 30′. Les valeurs trouvées pour tous les labradors peuvent probablement se grouper de la façon suivante :

Auteurs	Gisements	$pg^1(001) \wedge (010)$	Composition
G. Rose	Labrador	93° 30′	Ab_1An_1
Reusch	Labrador	93° 40′	Ab_1An_1
Schrauf	Labrador	93° 30′	Ab_1An_1
Marignac-Des Cloizeaux	Etna	93° 20′	Ab_1An_1
Nordenskjold	Ojamo	93° 28′	Ab_1An_1
Vom Rath	Visgerad	93° 10′	Ab_1An_1
Vom Rath	Visgerad	93° 40′	Ab_1An_1
Vom Rath	Visgerad	93° 43′	Ab_1An_1
Vom Rath	Visgerad	93° 45′	Ab_1An_1
	Moyenne	93° 32′	Ab_1An_1
Vogelsang	Labrador	93° 50′	Ab_7An_8
Obermayer	Kamenoï Brod	93° 52′	Ab_7An_8
A. N. Winchell	Labrador	93° 54′	Ab_7An_8
A. N. Winchell	Kamenoï Brod	93° 56′	Ab_7An_8
A. N. Winchell	Kamenoï Brod	93° 58′	Ab_7An_8
Vom Rath	Tannenbergsthal	94° 9′	Ab_7An_8
Fouqué	Pico	94° 21′	Ab_7An_8
	Moyenne	93° 59′	Ab_7An_8
A. N. Winchell [1]	Carlton Peak	94° 16′	Ab_3An_1
Scharizer	Jan Mayen	94°	Ab_2An_3
Vom Rath	Hafnöfiord	95° 15′	Ab_2An_3
Vom Rath	Hafnöfiord	95° 25′	Ab_2An_3
	Moyenne [2]	94° 53′	Ab_2An_3
Holland	Mull, Ecosse	93° 38′	Ab_1An_1

On peut faire une représentation graphique de ces résultats avec les valeurs acceptées d'ordinaire pour les autres plagioclases de la façon suivante (Voir fig. 7) :

1. On pourrait ajouter : A. N. Winchell, Poulkouka, $pg^1(001) \wedge (010) = 94° 12'$.
2. Sans la mesure de Scharizer, la moyenne serait : 95° 20′.

Digitized by Google

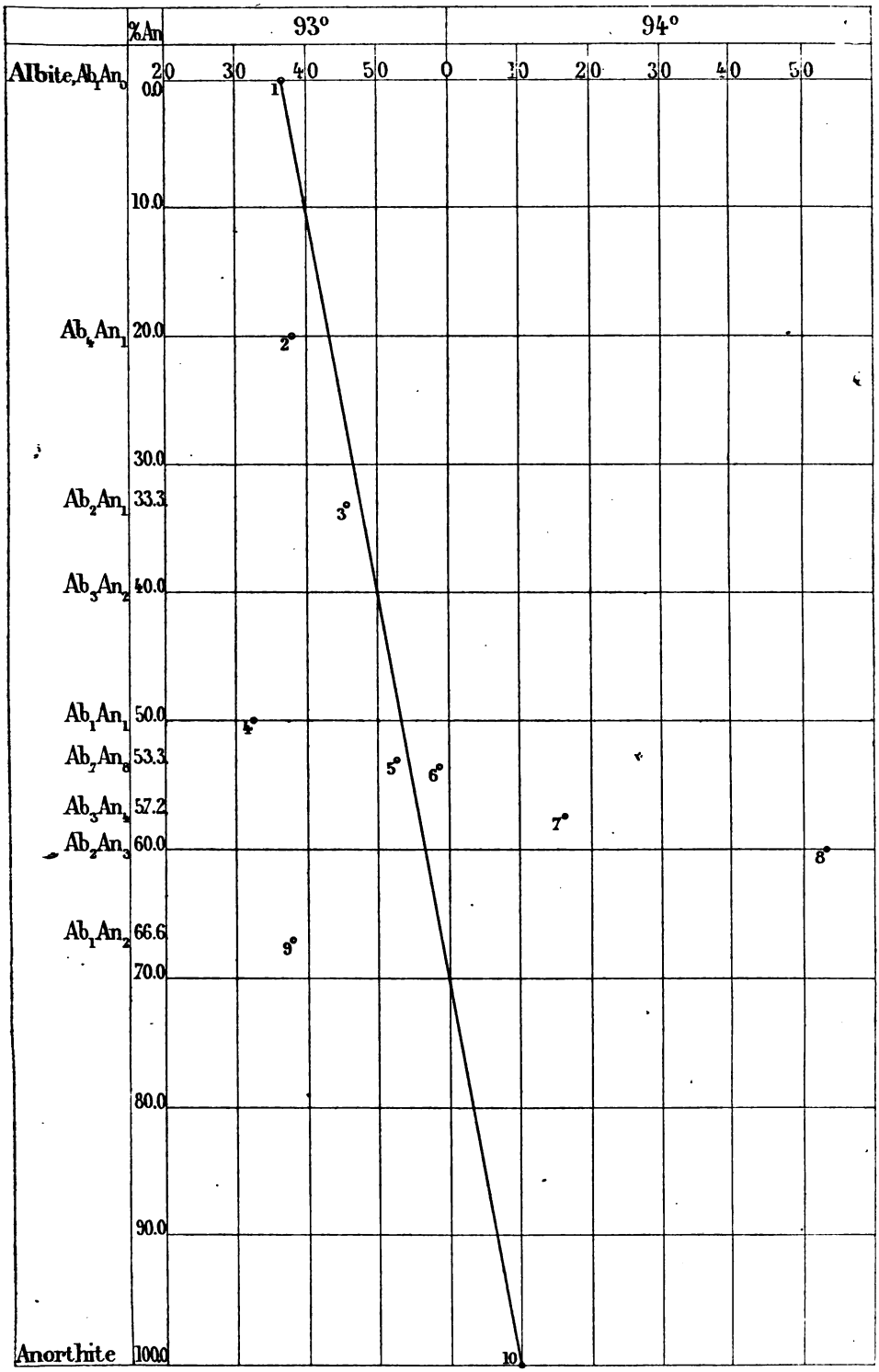


Fig. 7. — L'angle $pg^1(001)\wedge(010)$ dans les plagioclases.

Digitized by Google

1. — Albite, $pg^1(001)\wedge(010) = 93° 36'$, déterminé par MM. Marignac et Des Cloizeaux sur des matériaux du St-Gothard, et accepté par la plupart des cristallographes, quoique Tschermak préférerait, paraît-il, admettre un angle plus petit, ne dépassant par 93° 10'. Voir Tschermak : *Miner.* 1894, p. 472; mais comparer aussi p. 466.

2. — Oligoclase, $pg^1(001)\wedge(010) = 92° 28'$, déterminé par vom Rath sur un feldspath du Vésuve de la composition Ab_4An_1 à peu près, mais l'analyse n'est pas harmonieuse en tous points. Cette valeur est acceptée actuellement par tous les cristallographes, quoiqu'ils admettent en même temps la théorie de Tschermak avec laquelle elle paraît être en désaccord.

3. — Andésine, $pg^1(001)\wedge(010) = 93° 46'$, déterminé par vom Rath, de cristaux de la Sardaigne qui contenaient 60.2 pour cent de silice, montraient certaines propriétés optiques carastéristiques de l'andésine. Accepté universellement.

4. — Labrador, $pg^1(001)\wedge(010) = 93° 32'$, la moyenne des neuf mesures faites jusqu'à présent sur le feldspath probablement de la composition Ab_1An_1. (Voir plus haut.)

5. — Labrador $pg^1(001)\wedge(010) = 93° 52'$, angle accepté par Obermayer comme correct après quatre mesures qui ont donné les résultats suivants : 93° 40', 93° 44', 93° 48' et 93° 50'. Les mesures ont été faites sur un feldspath qu'on n'a pas analysé, mais la composition était probablement à peu près Ab_7An_8; cette valeur est admise actuellement par la plupart des cristallographes

6. — Labrador, $pg^1(001)\wedge(010) = 93° 59'$, moyenne de sept mesures faites jusqu'à présent sur le plagioclase de la composition Ab_7An_8, environ. (Voir plus haut.)

7. — Labrador, $pg^1(001)\wedge(010) = 94° 16'$, angle déterminé par moi sur le feldspath de Carlton Peak, Minnesota, de la composition Ab_7An_8, à peu de chose près. (Voir plus haut.)

8. — Labrador, $pg^1(001)\wedge(010) = 94° 53'$, moyenne des trois mesures faites jusqu'à présent sur le feldspath de la composition Ab_2An_3 à peu de chose près. (Voir plus haut.)

9. — Labrador, $pg^1(001)\wedge(010) = 93° 38'$, déterminé par Holland sur un feldspath de Hull, de la composition Ab_1An_2, à peu de chose près. (Voir plus haut.)

10. — Anorthite, $pg^1(001)\wedge(010) = 94° 10'$, déterminé par MM. Marignac et Des Cloizeaux sur des cristaax du Vésuve, dont la composition chimique n'est pas exactement connue. Cette valeur a été vérifiée par Koksharow, et elle est actuellement universellement admise.

Aucune mesure n'ayant été faite jusqu'à présent, à ma connaissance, de l'angle $pg^1(001)\wedge(010)$ sur le feldspath de la composition Ab_3An_4, il peut être d'un certain intérêt de présenter la valeur de quelques angles et données cristallographiques d'après les calculs basés sur les valeurs : $pg^1(001)\wedge(010) = 94° 16'$, $tg^1(110)\wedge(010) = 120° 48'$, $mt(1\bar{1}0)\wedge(010) = 121° 15'$ et $pt(001)\wedge(110) = 114° 16'$:

$$a : b : c = 0.63314 : 1 : (0.5 +)$$

α	=	yz	= 93° 20' ½	A	=	X	= 94° 16'
β	=	zx	= 115° 48'	B	=	Y	= 115° 52'
γ	=	xy	= 90° 30'	C	=	Z	= 91° 51'

$g^1m(010)\wedge(1\bar{1}0) = 117° 59'$	$mh^1(1\bar{1}0)\wedge(100) = 153° 52'$
$g^1h^1(010)\wedge(100) = 91° 51'$	$th^1(110)\wedge(100) = 151° 3'$
$g^1g^{\frac{3}{2}}(010)\wedge(150) = 160° 41'$	$ph^1(001)\wedge(100) = 115° 52'$
$mt(110)\wedge(1\bar{1}0) = 121° 13'$	$pm(001)\wedge(1\bar{1}0) = 111° 31'$

$pg^{\frac{3}{2}}(001)\wedge(150) = 102° 19'$ (mesuré, 102° 6')
$pp'(001)\wedge(001) = 171° 28'$ (mesuré, 171° 25')

Digitized by Google

La *macle* de l'albite est très commune et se présente à l'œil nu sous forme de stries, d'habitude très fines, sur la face du clivage $p(001)$. Les plages sans macle sont rares. Une série de lamelles hémitropes est d'ordinaire plus étroite que l'autre, néanmoins, les lamelles plus fines peuvent devenir assez grandes pour donner des images distinctes au goniomètre, et alors l'angle $pp'(001)\wedge(001)$ peut être mesuré. Les lignes de séparation des lamelles hémitropes sont généralement droites et continues au travers de la plage dans laquelle elles se trouvent. Quand elles ne sont pas continues, elles se terminent parfois d'une façon brusque, mais plus souvent en pointe.

La seule autre macle visible à l'œil nu est celle de la péricline dont on peut voir parfois les stries très fines sur la face $g^1(010)$ voisine de la trace du clivage $p(001)$. Au microscope on voit qu'elle est moins développée que la macle de l'albite, et assez rarement elle traverse cette dernière aux angles variables dépendant de l'orientation de la préparation.

Malheureusement, je ne l'ai pas rencontrée dans les sections faites parallèlement à $g^1(010)$, ni dans celles perpendiculaires à n_g et n_p, de sorte que sa position n'a pu être déterminée exactement.

La macle selon la loi de Carlsbad est rare; on la trouve cependant combinée avec les macles précédentes. Je n'ai trouvé aucune autre macle dans le labrador de l'anorthosite, mais, dans les diabases, où tous les types de macles sont pleinement développés, j'ai rencontré un seul exemple de la macle de Baveno. Une plage unique montre réunis quatre types de macles, celles de Carlsbad, de l'albite, de la péricline, et de Baveno. Les macles de l'albite et de la péricline font un angle de 94° ½, et la préparation est donc approximativement parallèle à $h^1(100)$; mais elle n'est pas bien perpendiculaire au plan d'association, $i^1/_2(021)$ de la macle de Baveno. Ce dernier plan fait un angle de 48° avec la trace du plan $g^1(010)$, et traverse en diagonale la plage qui est à peu près rectangulaire. La macle de Baveno traverse toutes les autres macles qu'elle rencontre. L'extinction de part et d'autre du plan d'association $i^1/_2$ (021) n'est pas symétrique, étant de 7° d'un côté et 22° de l'autre. (Voir planche II, fig. 1.)

Caractères divers. — La dureté du minéral est de 6 à 6.5; la densité varie un peu, de 2.696 à 2.709. Dans les fragments purs et transparents le nombre qu'on trouve le plus fréquemment, et qu'on peut considérer comme représentant la densité moyenne, est de 2.701. Le minéral fond tranquillement à 4 ou 4.5 pour former un verre incolore et transparent. La coloration de la flamme produite par le minéral est le rouge clair de la chaux, mais elle n'est pas intense. Au spectroscope, la ligne jaune de la soude est aussi bien distincte. La couleur du minéral est la même que celle de la roche que j'ai donnée plus haut.

Digitized by Google

Quand on chauffe le minéral, ses clivages s'ouvrent notablement avant qu'on n'ait atteint la température de fusion, ce qui rend le minéral d'une couleur blanche et le rend très fragile. A l'état tout à fait pur, le labrador est gris pâle, parfois verdâtre en masse ; quand il s'altère, il devient blanc sombre, en passant au verdâtre, ou plus rarement au rouge, à cause de l'hématite secondaire. On a vu plus haut que le beau chatoiement commun dans le labrador de quelques gisements, ne se rencontre point dans celui de Carlton Peak.

Propriétés optiques du labrador. — J'ai déterminé les indices de réfraction du minéral par la méthode de la réfraction totale avec l'appareil de Bertrand. La limite d'erreur atteint 0.002 à cause des défectuosités de l'appareil employé. Voici les résultats obtenus :

$$n_g = 1.571$$
$$n_m = 1.566$$
$$n_p = 1.563$$
$$N = \frac{n_g + n_m + n_p}{3} = 1.566$$

M. Fouqué a fait des mesures exactes des indices de réfraction de quelques échantillons de *labrador-bytownite* des roches volcaniques. Voici ses résultats :

Composition					Densité	Provenance	n_p	n_m	n_p
SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	—	—	—	—	—
53.3	30.1	11.4	5.1	0.1	2.708	Vellas, île St-Jorge [1]	1.5677	1.5628	1.5597
53.4	29.4	12.5	4.8	0.2	2.710	Capello, Fayal	1.5689	1.5639	1.5611
54.5	29.8	11.4	4.5	0.3	2.698	Besseyre, Hte-Loire		1.5647	1.5617
53.7	29.6	11.8	4.9		2.703	Composition théorique de Ab_3An_4.			
53.38	29.7	11.9	4.3	0.56	2.701	Carlt. Peak, Minn. [2]	1.5705	1.5660	1.5626

On voit que les indices du labrador du gisement américain sont un peu plus élevés que ceux déterminés par M. Fouqué sur des labradors des roches volcaniques.

Ces indices de réfraction indiquent la valeur de la biréfringence, mais on peut obtenir des résultats plus exacts en faisant des mesures directes de celle-ci. Cette mesure se fait au moyen des préparations perpendiculaires à n_g et à n_p. J'ai employé le comparateur de M. Michel Lévy, et je crois que la limite d'erreur ne dépasse pas 0.0002 ; les résultats sont les suivants :

$$n_g - n_m = 0.0046$$
$$n_m - n_p = 0.0036$$
$$n_g - n_p = 0.0082$$

1. Contient en outre des traces de Fe_2O_3, et 0.1 de MgO.
2. Contient en outre des traces de MgO, et 0.21 de Fe_2O_3.

Digitized by Google

M. Fouqué n'a pas fait de mesures directes de la biréfringence, mais les valeurs suivantes dérivent de ses mesures des indices de réfraction par la méthode du prisme.

Provenance	Composition	$n_g - n_m$	$n_m - n_p$	$n_g - n_p$
Besseyre, H^te-Loire	Ab_3An_4		0.0030	
Capello, Fayal	Ab_3An_4	0.0050	0.0028	0.0078
Ile St Jorge, Açores	Ab_3An_4	0.0049	0.0031	0.0080
Carlton Peak, Minn.	Ab_3An_4	0.0046	0.0036	0.0082

On remarquera que la différence entre les valeurs des biréfringences partielles est beaucoup moindre (0.0010 au lieu de 0.0018 et 0.0020) dans le cas du labrador de Carlton Peak ; ce fait est bien d'accord avec l'angle plus grand des axes optiques dans le labrador américain. En outre, la biréfringence maximum est un peu plus grande dans le labrador du Minnesota.

On sait que notre feldspath est positif, puisque $(n_g - n_m)$ est plus grand que $(n_m - n_p)$.

La valeur de l'angle vrai des axes calculée : à l'aide de la formule :

$$\tang^2 V = \frac{n_m - n_p}{n_g - n_m}$$

donne le résultat suivant : $2V_a = 82° 0'$.

La mesure directe de l'angle des axes optiques de deux préparations perpendiculaires respectivement à n_g et n_p a été effectuée, avec l'appareil ordinairement employé, d'abord dans de l'essence de cannelle d'indice 1.690 pour la lumière de sodium et ensuite dans l'eau distillée.

Les mesures ont été faites dans la lumière monochromatique (chlorure de sodium pour le jaune, chlorure de lithium pour le rouge, et chlorure de thallium pour le vert). La valeur de l'angle des axes optiques varie dans les parties différentes d'un même cristal ; tandis que les variations des mesures successives dans une même plage n'ont pas dépassé 10′ pour plusieurs lectures, les mesures dans des parties différentes d'un même cristal ont souvent montré des variations s'élevant à 30′ et 40′, et même atteignant parfois 1° dans les mesures de l'angle obtus.

Les cristaux ne montrent aucune trace de la structure zonaire, et ne présentent aucune variation notable dans l'angle d'extinction au microscope; il est probable que ces variations sont dues soit à l'existence des superpositions variables de lamelles hémitropes, soit aux défectuosités dans la taille de la préparation.

Aussi, afin d'obtenir des valeurs comparables pour les diverses

Digitized by Google

couleurs, a-t-on pris soin d'effectuer toujours la mesure de l'angle des axes optiques au même point, sans toucher à la préparation.

Les résultats obtenus sont les suivants :

	Thallium	Sodium	Lithium
$2H_a$ =	81° 36′	82° 0′	82°24′
$2H_o$ =	94° 10′	94° 0′	93°43′

De ces valeurs, on a déduit $\left(\text{tang } V_a = \frac{\sin H_a}{\sin H_o}\right)$

	Thallium	Sodium	Lithium
$2V_a$ =	83° 29′	83° 47′	84° 9′

Les mesures dans l'eau distillée ont donné les résultats suivants :

	Thallium	Sodium	Lithium
$2Aq_a$ =	104° 4′	104° 22′	104° 36′
$2Aq_o$ =	124° 16′	124° 0′	122°40′

D'où :

	Thallium	Sodium	Lithium
$2V_a$ =	83° 27′	83° 38′	84° 5′

Les angles dans l'eau distillée, étant plus grands, étaient plus difficiles à préciser, et ils sont donc moins exacts que ceux déterminés avec l'essence.

J'ai observé les variations extrêmes suivantes :

	Thallium	Sodium	Lithium
$2H_a$	81°28′	81° 48′	82° 19′
	81° 41′	82° 16′	82° 25′
$2H_o$	94° 5′	93° 43′	93° 31′
	94° 15′	94° 45′	93° 56′
$2Aq_a$	104° 4′ [1]	104° 20′	104° 31
		104° 23′	104° 40′
$2Aq_o$	124° 16′ [1]	123° 54′	122° 20′
		124° 26′	123° 0′

On peut remarquer que les résultats donnés plus haut ne sont pas toujours les moyennes des extrêmes ; cela tient à ce que toutes les fois qu'une partie unique de la préparation a donné une mesure sensiblement différente de celles données par les autres parties du même cristal, on a considéré cette mesure comme anormale, et elle ne figure pas dans les moyennes, quoiqu'on la donne dans les variations.

Si maintenant on examine les résultats obtenus jusqu'ici, on trouvera qu'ils ne sont pas nombreux ; en effet, on n'a pu trouver que les suivants, tous déterminés par M. Fouqué[2].

1. Je n'ai fait qu'une seule mesure.

2. Quelques mesures faites sur le labrador de la composition Ab_1An_1, et sur des labradors de composition indéterminée suivent :

Digitized by Google

Composition approximative	Densité	Provenance	2Va	Composition chimique				
				SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ab_3An_4	2.698	Besseyre, Hte-Loire	76° 16′	54.5	29.8	11.4	4.5	0.3
Ab_3An_4	2.708	Ile St-Jorge, Açores	76° 16′	53.3	30.1	11.4	5.1	0.3
Ab_3An_4	2.710	Capello, Fayal	77° 0′	53.4	29.4	12.5	4.8	0.2
Ab_3An_4	2.705	Capello, Fayal	79° 40	54.2	30.3	11.8	3.9	0.2
		Moyenne	77° 16′					

L'angle (83° 47′) trouvé dans le labrador de Carlton Peak est donc de plus de quatre degrés supérieur à la valeur la plus grande de M. Fouqué, et il est 6° 31′ plus grand que la moyenne de ses mesures. Cette différence ne peut pas s'expliquer par une différence dans la composition chimique, puisque le plagioclase du Minnesota n'est pas sensiblement plus basique que ceux étudiés par M. Fouqué. Or, ce savant a obtenu toutes ses mesures avec des feldspaths de roches volcaniques ; cela semble indiquer que l'angle des axes optiques est nettement plus grand dans le labrador des roches de profondeur que dans le labrador de même composition des roches volcaniques. Il

D'après M. Fouqué :

Composition approximative	Densité	Provenance	2Va	2Ha	2G
Ab_1An_1 (?)	2.694	Chenavari	77° 0′		
Ab_1An_1	2.696	Pico, Açores	77° 6′		
Ab_1An_1	2.695	St-Lucia, Pico	77° 36′		
Ab_1An_1	2.698	Lave de 1720, Pico	77° 38′		
Ab_1An_1 (?)	2.700	Pic de Pico	78° 34′		
Ab_1An_1 (?)	2.688	Rochesauve	80° 40′		
Ab_1An_1 (?)	2.688	Rochesauve	82° 25′		
D'après Des Cloizeaux :					
Ab_3An_4(?)		Labrador	82° 6′	89°10′	
Ab_3An_4(?)		Djupivogur, Islande	81° 44′	88°15′	
Ab_7An_8(?)		Ojamo, Russie	80° 41′	87°5′	
Ab_7An_8(?)		Ojamo, Russie	79° 15′	85°29′	
Ab_7An_8(?)		Ojamo, Russie	78° 34′	84°43′	
D'après M. Schuster :					
Ab_1An_1		Ojamo, Russie	79° 24′		82° 36′
Ab_1An_1		Ojamo, Russie	78° 16′		81° 24′

On doit remarquer que les mesures de Des Cloizeaux ont été faites à la lumière rouge ; elles ne sont donc pas absolument comparables aux mesures de M. Fouqué et de Schuster, qui ont été faites à la lumière jaune. Cependant la différence due à cette cause ne dépasse guère 30′. M. Fouqué a fait toutes ses mesures sur des feldspaths des roches volcaniques, sauf peut-être dans le cas du minéral de Rochesauve qui provient d'une enclave (énallogène ?) : toutes les autres mesures ont été exécutées sur des feldspaths de roches de profondeur, sauf pour celle du labrador d'Islande.

Toutes ces mesures tendent à fortifier cette opinion que l'angle des axes optiques dans le labrador des roches de profondeur est sensiblement plus grand que dans le labrador de la même composition des roches volcaniques.

Digitized by Google

serait très intéressant d'examiner cette question avec des documents plus nombreux et provenant de régions différentes. On sait que pour l'orthose[1] l'écartement des axes optiques est généralement très petit dans les minéraux des roches volcaniques et qu'il peut être, au contraire, assez grand dans les orthoses des roches granitiques.

Les valeurs des angles des axes optiques pour les diverses couleurs montrent de suite que $\rho > v$ autour de n_g, la bissectrice aiguë, et que $\rho < v$ autour de n_p.

Entre les nicols croisés le même fait se voit très nettement, puisqu'on trouve la couleur bleue sur le côté concave des hyperboles dans les préparations perpendiculaires à n_g, et sur le côté convexe dans celles perpendiculaires à n_p. En outre un axe est bien circulaire, tandis que l'autre est légèrement elliptique ; il existe donc une faible dispersion inclinée. En plus, on trouve le bleu d'un côté de l'hyperbole dans un axe optique et de l'autre côté de l'hyperbole dans l'autre axe optique, quand on a formé la croix noire. Nous avons ici la preuve d'une dispersion croisée des bissectrices. Ces deux genres de dispersion sont du reste faibles.

Angle d'extinction dans les faces de clivage. — Les angles d'extinction dans les faces $p(001)$ et $g^1(010)$ ont un grand intérêt au point de vue de la détermination des feldspaths.

Dans le cas du labrador de l'anorthosite de Carlton Peak les préparation et les fragments de clivage parallèles à $g^1(010)$ ont donné des angles d'extinction qui varient de — 23° à — 27°, mais l'angle le plus fréquent est de — 26°. Les préparations et les fragments de clivage parallèle $p(001)$ montrent aussi des variations, dans ce cas entre — 10° et — 15°, mais le plus souvent très près de — 12°.

Ces nombres sont tout à fait comparables à ceux obtenus par M. Fouqué, et donnés dans le tableau de la page suivante.

Angles d'extinction dans les plans perpendiculaires aux bissectrices. — M. Fouqué a montré l'importance du caractère de l'angle d'extinction des sections perpendiculaires à chacune des bissectrices. Ses nombres sont en effet tout à fait caractéristiques d'un feldspath donné, et constituent un moyen de diagnostic très précieux. Dans notre cas particulier, ils sont d'autant plus importants que les feldspaths étudiés par M. Fouqué étaient tous empruntés aux roches volcaniques, et par conséquent différents au point de vue de leur origine des nôtres.

M. Ivan Werlein m'a fait deux préparations perpendiculaires à n_g et à n_p. Dans la préparation perpendiculaire à n_p, l'extinction est à 57° ou 57° 30′, mais la bissectrice n'est pas absolument centrée, et la mesure est donc un peu inexacte. Au contraire, la bissectrice n_g est bien centrée, et l'angle d'extinction est de 37° à 37° 30′.

1. Voir Lacroix: *Minéralogie de la France*, II, p. 68.

Digitized by Google

Le tableau suivant permet de comparer les nombres que j'ai obtenus avec ceux donnés par M. Fouqué [1] :

Composition [2]	Densité	Provenance	L'angle d'extinction parallèle à g^1 (010)	L'angle d'extinction parallèle à p(001)	L'angle d'extinction perpendiculaire à n_g	L'angle d'extinction perpendiculaire à n_p
Ab_3An_4	2.698	Besseyre (Hte-Loire)	. . . . .	. . . . .	31°	59°
Ab_3An_4	2.710	Capello, Fayal. . .	. . . . .	. . . . .	32°	58°
Ab_3An_4	2.708	Ile St-Jorge, Açores.	21° à 22°	8°	33°	59°
Ab_4An_4	2.705	Capello, Fayal. . .	26° à 28°	12° à 13°	35°	58°
Ab_3An_4	2.701	Carlton Peak, Minn.	26°	12°	37°	57° 30′
Ab_3An_4 Angles théoriques tirés des épures de M. Michel-Lévy			24°	9°	30°	58°

L'extinction dans Tn_p diffère un peu de la série de M. Fouqué, mais j'ai dit plus haut qu'elle n'est pas très exacte ; il n'y a donc rien à en conclure. Quant à la valeur de l'extinction dans Sn_g, elle est nettement plus grande que celles obtenues avec les labradors des roches volcaniques. Cette différence est-elle due aux différences dans les caractères du labrador dans les deux classes de roches, ou bien tout simplement à une basicité plus prononcée du fragment particulier qui a servi pour la mesure ? Il faudrait avoir un plus grand nombre de mesures pour résoudre définitivement cette question.

La comparaison avec des angles théoriques établis par M. Michel Lévy pour le labrador Ab_3An_4 conduit aux mêmes résultats ; l'angle d'extinction dans Sn_g est remarquablement plus grand dans le labrador du Minnesota que sa valeur théorique.

Il n'est pas facile, avec des matériaux tels que ceux que j'ai en mains, de déterminer exactement la position des sections perpendiculaires aux bissectrices par rapport aux clivages, seuls éléments cristallographiques à ma disposition. En effet, dans le cas où ces lames de clivages ne sont pas tout à fait détruites par la fabrication du plan artificiel, la préparation est alors si mince qu'on ne peut espérer obtenir des résultats très satisfaisants. Le labrador du Minnesota ne m'a donc donné, à ce point de vue, que des mesures tout à fait approximatives.

1. F. Fouqué : *Bull. Soc. Min. France*, vol. XVII, 1894. M. Fouqué désigne par S et T les sections respectivement perpendiculaires à la bissectrice aiguë et à la bissectrice obtuse en les faisant suivre de n_g ou de n^p, suivant que ces bissectrices sont positives ou négatives. Sn_g signifie donc la section perpendiculaire à la bissectrice aiguë qui est positive.

2. Pour la composition exacte, voir p. 77 ; on donnera la composition exacte du labrador du Minnesota plus loin.

Digitized by Google

Le plan Sn_g fait un angle d'environ 47° avec $p(001)$; tandis que le plan Tn_p fait un angle d'environ 66° avec $p(001)$, et un angle d'environ 69° avec $g^1(010)$. Il n'existe pas de mesures semblables à ma connaissance autres que celles de Des Cloizeaux et de M. Fouqué. Si on laisse de côté les mesures sur des feldspaths qui n'ont pas été analysés les mesures connues se groupent de la façon suivante :

NOM	Composition approximative	Angle de Sn_g ou Tn_p avec			Angle de Tn_p ou Sn_g avec	
		$p(001)$ Des Cloiz.	$p(001)$ Fouqué	$g^1(010)$ Fouqué	$p(001)$ Fouqué	$g^1(010)$ Fouqué
Albite	Ab_1An_0. . .	78°-81°	78°	»	89°	70°
Oligoclase-Albite. .	$Ab_{12}An_1$. . .	83°	»	»	»	»
Oligoclase-Albite. .	Ab_8An_1. . .	86° 30′	87°	»	»	»
Oligoclase.	Ab_4An_1. . .	78°	»	»	»	»
OligoclaseAndésine	Ab_3An_1. . .	72°	74°	»	»	»
AndésineOliglocase	Ab_2An_1. . .	68°	68°	»	»	»
Andésine.	Ab_4An_3. . .	62°	»	»	»	»
Labrador.	Ab_1An_1. . .	56°	53°	31°	79°-84°	74°
Labrador.	Ab_3An_4. . .	»	49° 30′	»	71°	65°
Anorthite.	Ab_1An_{12} . .	»	35°	50°	58°	53°

Angle d'extinction maximum dans la zone de symétrie perpendiculaire à $g^1(010)$. — L'anorthosite est à si grands éléments qu'il faudrait un nombre indéfini de préparations pour déterminer d'une façon précise l'angle maximum d'extinction dans la zone perpendiculaire à $g^1(010)$, mais on peut dire qu'il ne diffère pas essentiellement de celui qu'on trouve dans le labrador des diabases (à savoir : 38°).

Pour résumer les résultats de l'étude des propriétés optiques du labrador, j'ai trouvé que les indices de réfraction sont plus grands que ceux déterminés par M. Fouqué sur du plagioclase de la même composition provenant de roches volcaniques. De même, la biréfringence maxima est plus grande ; mais ces deux différences sont tout à fait négligeables quand on les compare avec la différence dans les valeurs de l'angle des axes optiques. La valeur trouvée dans le type du Minnesota semble indiquer que cet angle est nettement plus grand dans les roches de profondeur que dans les roches volcaniques. Mais il faut attendre des mesures plus nombreuses de toutes sortes de gisements pour donner une solution définitive à la question. On peut en dire autant de l'angle plus grand d'extinction perpendiculaire à n_g ; les autres angles d'extinction ne présentent pas de différences remarquables.

Composition chimique du labrador. — Pour l'analyse, j'ai choisi avec soin des fragments aussi purs que possible, dont plusieurs avaient servi pour les mesures goniométriqes. Tous ces fragments

Digitized by Google

ont flotté dans un liquide de la densité 2.709, et se sont enfoncés dans un liquide de densité 2.696. La densité moyenne des cristaux transparents et bien purs était de 2.701. Un examen au microscope a permis d'enlever tous les grains montrant altérations, mais il restait néanmoins quelques traces d'hématite. L'analyse générale a été exécutée par la méthode de Deville ; on a vérifié la détermination des alcalis par la méthode de Lawrence Smith. Les résultats se trouvent dans la colonne 1; pour la comparaison, on a ajouté une série d'autres analyses :

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	53.38	51.30	54.47	55.59	54.20	53.56	54.00	56.18	54.55	51.89	53.7
Al_2O_3	29.70	31.46	26.45	25.41	29.10	27.78	27.82	27.33	28.68	29.68	29.
Fe_2O_3	0.21	—	1.30	2.73	1.10	1.15	—	1.38	1.03	0.32	
FeO	—	—	.67	—	—	—	1.50	—	—	0.37	
MgO	Trace	0.69	—	—	0.15	Trace	0.05	—	—	0.38	
CaO	11.90	12.20	10.86	11.40	11.25	12.01	11.20	10.33	11.23	12.62	11.8
Na_2O	4.30	5.33	4.37	4.83	3.80	4.10	4.76	5.17	4.62	3.87	04.9
K_2O	0.56	0.79	0.92	1.32	—	1.68	0.43	0.36	0.42	0.50	
H_2O	0.37	—	0.53	—	0.40	—	—	—	—	0.46	
	100.42	101.08	100.20	100.28	100.09	100.28	100.04	100.75	100.53	100.09	100.00
Dens.	2.701	2.702	2.72	»	2.68-9	»	»	2.698	2.700	2.700	2 703

I. Labrador de l'anorthosite de Carlton Peak, Minnesota. Il contient en outre une trace de MnO, mais pas de TiO_2; l'eau a été déterminée par la perte au feu.

II. Labrador du voisinage de l'Encampment Island, Minnesota. Analyse par W. C. Blasdale, Univ. Calif.; voir A. C. Lawson : *Geol. Nat. Hist. Surv. Minn.* Bull. 8, p. 6.

III. Labrador chatoyant bleuâtre du Mt. Marcy, New-York. A.R. Leeds; 13e *Ann. Rep. N. Y. State Museum Nat. Hist.*, 1876.

IIII Labrador d'Ile Paul, Labrador. G. Tschermak dans Rammelsberg's *Mineralchemie*.

V. Labrador chatoyant bleu de l'anorthosite du Morin, Canada. T. S. Hunt, *Geology of Canada*, 1863.

VI. Labrador gris bleuâtre sans macles de l'Ile Paul, Labrador. G. Hawes : *Proc. Nat. Museum. Washington*, 1881.

VII. Labrador de l'Ile Paul, Labrador. Avec des traces de MnO, SrO et Li_2O; perte au feu, 0.19. Jannasch : *Neues Jahrb. f. Min.*, 1884.

VIII. Labrador du Labrador. Analyse par C. Clément; voir Schuster : *Mineral. u. Petrog.*, II, p. 43. *Mitth. Tschermak*, 1880, III, p. 183.

IX. Labrador du Kamenoï Brod, Kiew (Russie), Schuster, *loc. cit.*, p. 184.

X. Labrador du gabbro à olivine du sec. 35, T. 64 N., R. 12 W., Minnesota. Analyse par W. H. Hillebrand; voir Bayley : *Jour. Geol.*, 1893, 1, p. 701.

XI. Composition théorique du labrador Ab_3An_4.

La composition de mon labrador est donc, à peu de chose près, celle représentée par la formule Ab_3An_4; l'analyse indique qu'il est un peu plus basique que Ab_3An_4, mais les différences sont d'un ordre tout à fait négligeable. La densité est un peu moins forte que celle assignée à Ab_3An_4. L'oxyde de fer se trouve sous forme d'hématite en poussière

Digitized by Google

très fine, de sorte que le fer est en entier à l'état du sesquioxyde ; il ne peut y avoir que des traces à peine appréciables de protoxyde de fer. La composition du minéral est à peu près la même que celle de la roche qu'il constitue en grande partie. (Voir planche VI, fig. 7 et 11.)

Augite. Tandis que le pyroxène peut manquer entièrement dans quelques préparations, et n'est jamais abondant, il est, en petite quantité, un élément normal de l'anorthosite. Il ne présente que rarement les contours cristallins, mais j'ai remarqué les faces m(110), g^1(010), et h^1(100). Les clivages pyroxéniques sont d'ordinaire bien distincts, et les plans de séparation se développent souvent parallèlement à h^1 (100). Les macles se rencontrent parallèlement à h^1(100). Le minéral est vert très foncé ou même noir en masse, mais dans les lames minces, il est incolore. Dans les préparations, cependant, qui atteignent un dixième de millimètre, on peut distinguer un pléochroïsme distinct, comme il suit :

n_g = verdâtre
n_m = jaune verdâtre
n_p = vert pâle.

La formule d'absorption est : $n_g = n_m \quad n_p$.

La biréfringence est d'environ 0.022, et donne des couleurs brillantes, d'ordinaire rouge ou bleu. La bissectrice aiguë positive est n_g, autour de laquelle l'angle des axes optiques est grand.

La *magnétite*, comme élément primaire de la roche, est souvent même plus rare que l'augite. Les contours cristallins se rencontrent rarement ; mais le minéral peut être englobé soit dans le pyroxène, soit dans le labrador. Les plans de séparations parallèles aux faces de l'octaèdre se trouvent parfois bien développés. La magnétite se rencontre plus souvent comme produit d'altération sous forme de petites particules et masses que comme un minéral primaire.

L'*apatite* est rare dans l'anorthosite de Carlton Peak. Elle forme des cristaux hexagonaux nettement définis dans lesquels on trouve parfois un clivage parallèle à la base p(0001), et une ou même deux autres parallèles aux faces du prisme. Dans cette roche, elle est rigoureusement uniaxe et négative.

Inclusions des minéraux primaires. — *Dans le labrador.* — Dès 1845 [1] Scheerer étudia les inclusions du labrador en Norvège et émit la conclusion qu'ils se composaient d'hématite, d'ilménite et d'un ou deux minéraux encore indéterminés.

Vogelsang [2] en 1868 étudia les inclusions du labrador de la côte

1. T. Scheerer : *Annalen der Physik und Chimie. Poggendorff*, 1895, LXIV, p. 163.

2. H. Vogelsang. Sur le Labrador coloré de la côte du Labrador : *Archives néerlandaises*, III, 1863.

Digitized by Google

de Labrador et surtout leur relation possible avec les reflets chatoyants vus sur certaines surfaces. Il montra qu'ils n'étaient pas attaqués après être restés quatre jours dans l'acide chlorhydrique chaud.

Schrauf [1] fit en 1861 une étude très soignée et détaillée des inclusions du labrador de la côte du Labrador et de plusieurs points de Russie et distingua :

1° Les aiguilles d'augite habituellement en grande quantité.

2° Les *microplakites* d'une nature inconnue. Elles sont perpendiculaires aux aiguilles d'augite, habituellement carrées avec des contours rigoureusement déterminés; elles sont rougeâtres, verdâtres ou bleues à la lumière réfléchie et brunes dans la lumière transmise. Elles sont sombres entre les nicols croisés, mais ne sont peut-être pas monoréfringentes.

3° Les *microphyllites* d'une nature inconnue. Elles sont parallèles aux aiguilles d'augite; elles sont irrégulièrement oblongues sans contours nets; elles sont gris brun et monoréfringentes, et se trouvent dans le plan de clivage (180).

Hagge [2] en 1871, étudiant la roche du Labrador à son tour, trouva que toutes les lamelles brunes étaient dissoutes dans l'acide chlorhydrique avant que le feldspath fût attaqué et conclut qu'elles étaient constituées par de la gœthite.

Judd [3] au contraire trouva que celles des gabbros de l'Écosse étaient insolubles dans l'acide chlorhydrique. Il considère que les inclusions sont composées d'oxydes hydratés variés, comme l'opale, l'hyalite, la limonite, la gœthite, et aussi la *titanoferrite*, et ne sont pas des composés chimiques définis, mais des mélanges amorphes et par suite anisotropiques. Pour lui, elles sont toutes d'origine secondaire et dues à l'action dissolvante de l'eau à de grandes profondeurs et sous une forte pression. Dans de telles circonstances le pouvoir dissolvant de l'eau s'accroîtrait grandement et agirait le long de certains plans de moindre résistance à la corrosion. Les inclusions ne sont évidemment pas dérivées du labrador, mais, d'après Judd, de l'augite qui l'accompagne. En un mot, il les considère comme des produits de schillerisation.

Adams [4] a trouvé de semblables inclusions dans le labrador du Canada et spécialement dans celui du district de Morin. Il déclare que

1. Schrauf. Studien an der Mineral species : Labrador. *Sitzb. Akad. Wissensch. Wien.* Bd. LX (1), p. 996, Dec. 1869.

2. Hagge. Mikroscopische Untersuchnung über Gabbro und verwandte Gesteine Kiel, 1871, p. 46. Cf. Adams. *Neues Jahrb. f. Miner.*, etc. Bd. VIII, p. 436.

3. Judd. On the gabbros, dolerites and basalts of Tertiary age in Scotland and Ireland: *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 1886. Cf. Jud, d*Quart. Jour. Geol. Soc.*, 1895, p. 354.

4. F. D. Adams. Ueber das Norian oder Ober-Laurentian : *Neues Jahrb. f. Miner*, etc. Bd. VIII, 1893, p. 435.

Digitized by Google

les *minute black rods* sont des aiguilles d'ilménite. Il trouve aussi des lamelles rouge-brun ressemblant à l'hématite, mais probablement aussi des oxydes de fer titanifères, et des inclusions fluides avec des bulles mobiles disposées occasionnellement en rangées. Toutes ces inclusions disparaissent quand le labrador est granulé.

Bayley[1] trouve que le labrador des gabbros normaux du Minnesota contient habituellement des inclusions aciculaires caractéristiques. Il mentionne aussi la présence de très fines particules disséminées dans le minéral (*dustlike particles scattered everywhere throughout the grain*).

Lawson[2], étudiant les anorthosites du Minnesota, trouve les trois catégories suivantes d'inclusions :

I. Inclusions minérales originelles en forme de lamelles ou baguettes disposées parallèlement à des plans cristallographiques définis.

II. Inclusions originelles fines comme de la poussière disposées suivants des courbes irrégulières sans rapport avec la structure cristalline.

III. Inclusions secondaires extrêmement petites d'oxyde de fer rouge disposées périphériquement par rapport au plagioclase, ou le long des fentes qui le traversent parfois.

Il conclut en outre que les inclusions de la première classe sont des aiguilles d'augite et de petits grains ressemblant d'une manière frappante aux produits décrits par Judd comme dus à la schillerisation, mais qu'elles sont néanmoins primaires et ne sont dues à aucun procédé d'altération.

Une étude des inclusions de labrador de Carlton Peak montrent qu'elles s'accordent surtout avec celles décrites par Lawson comme on pouvait s'y attendre, puisque ce savant a étudié des échantillons provenant de la même région. Cependant je n'ai pas trouvé les « baguettes et lamelles » ni les inclusions disposées parallèlement à certains plans signalés par cet auteur.

Les inclusions[3] primaires que j'ai rencontrées à Carlton Peak peuvent se grouper de la façon suivante :

I. Les inclusions gazeuses sont très rares : en effet toutes celles qu'on a prises pour des inclusions gazeuses sont de nature douteuse et peuvent être composées d'un liquide de faible indice de réfraction au lieu d'un gaz.

1. W. S. Bayley. The basic massive Rocks of the lake Superior region : *Jour. Geol.*, 1893, p. 699.

2. A. C. Lawson. The anorthosites of the Minnesota coast of lake Superior : *Geol. Nat. Hist. Surv. Minn.* Bull., 8. 1893, p. 8.

3. Les inclusions secondaires seront discutées plus loin sous le titre : « Altérations ».

Digitized by Google

II. Inclusions liquides :

1) Le long de surfaces courbes. Les inclusions liquides de cette catégorie ne sont pas communes, mais quand elles existent, elles sont abondantes. Leur grandeur varie d'une façon marquée, même dans une même surface : au lieu de disparaître brusquement, elles deviennent de plus en plus petites, mais en même temps de plus en plus nombreuses, quand on s'approche de la limite de la surface considérée.

Les plus petites inclusions liquides sont toujours sphériques, les plus grandes peuvent varier en prenant les formes les plus irrégulières. Très rarement elles présentent des contours rectilignes, qui sont sans doute imprimés par le feldspath qui les entoure. Toutes, excepté les plus petites, renferment communément des inclusions solides ; les plus petites n'en contiennent qu'une ou deux, tandis qu'elles abondent dans les plus grandes (jusqu'à trente ou quarante). Les particules solides ne présentent jamais de disposition régulière dans le liquide, bien qu'elles semblent invariablement adhérer aux parois.

Parfois les plus grandes cavités du feldspath contiennent deux liquides, l'un à l'intérieur de l'autre. Du reste, il est facile de distinguer les deux liquides dans les différentes cavités, puisque ordinairement l'un donne un relief marqué, tandis que l'autre, se rencontrant plus rarement, possède un indice de réfraction presque aussi grand que celui du feldspath, aussi son relief est-il à peine perceptible.

2) Inclusions dispersées dans le feldspath. Les autres inclusions liquides, extrêmement petites, sont dispersées sans ordre et sont clairsemées. Quand elles sont très petites, elles sont grossièrement sphériques, mais quand elles deviennent plus grandes, elles perdent habituellement la régularité de leur forme. Elles contiennent souvent des inclusions noires, solides, qui cependant n'ont jamais été observées en nombre aussi grand que dans les inclusions les plus volumineuses, distribuées suivant des surfaces courbes : leur nombre est d'habitude limité à une ou deux.

III. Inclusions solides.

1) Dans des surfaces courbes. Ces inclusions ont déjà été mentionnées comme se trouvant à l'intérieur des inclusions liquides. C'est leur habitat ordinaire, mais elles se trouvent aussi, quoique rarement, séparées, directement englobées par le feldspath. Elles sont si petites que leur nature est pratiquement indéterminable.

Elles sont complètement opaques, noires et d'un contour irrégulier, d'habitude grossièrement sphérique. Elles sont problabement constituées par de la magnétite, et non par de l'ilménite, puisque la roche ne contient pas trace de titane.

Digitized by Google

2) Sans ordre dans le feldspath. Ces inclusions sont entièrement semblables à celles qu'on trouve dans les surfaces courbes. Elles sont souvent très dispersées. Il est remarquable que ces particules fines sont presque toujours entourées d'inclusions liquides. Il est probable que les bulles liquides du magma, une fois en contact avec une particule solide, y ont adhéré fortement.

Comme termes de comparaison, j'ai examiné des préparations de labrador d'autres localités (collection du Muséum d'histoire naturelle).

Dans les préparations du labrador chatoyant bien connu de l'île Paul (côte du Labrador), je n'ai pas trouvé d'aiguilles d'augite, bien que Schrauf les ait décrites dans des préparations de cette localité. En même temps, des aiguilles de magnétite [1], probablement titanifères, sont abondantes. Elles correspondent exactement comme position et comme relations aux autres inclusions du feldspath, aux aiguilles d'augite qu'a décrites Schrauf [2].

Quant aux inclusions appelées par Schrauf microplakites et microphyllites et passant pour être tout à fait ou en partie de l'ilménite, d'après Scheerer, Rosenbusch et Adams, je les ai trouvées exactement dans la position qui leur a été assignée par Schrauf. Des particules minces de magnétite semblables à celles du Carlton Peak se rencontrent aussi en petites quantités dans le labrador de l'île Paul. Les inclusions liquides y sont abondantes, surtout localisées sur des surfaces courbes.

Le feldspath de l'anorthosite de Kamenoï Brod, près Kiew, en Russie, qui est une autre localité étudiée par Schrauf et décrite comme étant essentiellement semblable à celle du Labrador, présente les mêmes aiguilles de magnétite titanifères; il n'existe pas d'aiguilles d'augite. Les lames colorées d'ilménite microlitique sont abondantes. Le feldspath présente un jeu de couleurs bien connu qui ne vaut cependant pas celui du feldspath du Labrador. Des particules noires probablement composées de la magnétite sont aussi abondantes, tandis que les inclusions liquides sont rares. Celles-ci n'ont pas été vues le long des surfaces courbes.

Une préparation de l'anorthosite du lac Champlain dans l'État de New-York présente une quantité considérable de particules extrêmement fines (probablement magnétite) et aussi des inclusions liquides. Toutes deux sont distribuées suivant des traînées rectilignes et suivent des plans; elles sont dispersées partout dans le minéral. Elles ressemblent

1. J'ai montré que les aiguilles tout à fait semblables s'unissent parfois pour former des cristaux facilement déterminables dans les gabbros du Minnesota et notamment dans la diabase à olivine du lac Birch.

2. Les aiguilles d'augite ont été trouvées dans le labrador de Norwège. Voir Lacroix : *Gneiss à pyroxène*. Paris, 1889, p. 145.

Digitized by Google

par tous leurs caractères essentiels à celles du Carlton Peak. On n'y voit pas d'inclusions aciculaires et on n'y trouve point de tablettes d'ilménite. L'abondance des particules de magnétite donne au labrador de cette roche une couleur très noire, mais il n'existe pas de chatoiement. Enfin, les feldspaths des gabbros et des diabases du Minnesota présentent souvent des inclusions noires aciculaires, sans jamais cependant être chatoyants.

Quant à l'origine de ces inclusions, il me semble impossible de les attribuer au procédé de la schillerisation ou à un mode quelconque d'altération, puisqu'elles se rencontrent dans le feldspath qui ne montre aucune espèce d'altération, mais qui est parfaitement frais et transparent. Elles montrent souvent des formes cristallines particulières et sans rapport avec celles des minéraux qui les renferment. Bien que les inclusions liquides existent fréquemment dans les minéraux, elles sont rarement, si toutefois cela arrive, bornées par des plans cristallins négatifs. Mais peut-être la preuve la plus certaine que ces inclusions sont originaires et non secondaires doit-elle être recherchée dans ce fait qu'on ne sait guère à quel minéral aurait été empruntée leur substance. Le professeur Judd, en effet, inclinerait à penser que dans les roches qu'il a étudiées elles sont dérivées du pyroxène, mais dans les anorthosites ce minéral se trouve généralement en quantité beaucoup trop petite pour avoir pu donner naissance aux myriades d'inclusions que Vogelsang a estimé constituer d'un à trois pour cent du volume de la roche et se chiffrer parfois par cent millions dans un centimètre cube. De plus, dans beaucoup de grandes régions d'anorthosite, la petite quantité d'augite que renferme la roche est parfaitement fraîche, tandis que le labrador est rempli de ces inclusions.

De cette étude des inclusions de labrador et de la revue des observations antérieures, on peut tirer les conclusions suivantes :

1° Les inclusions de toutes sortes sont très communes dans le labrador ; aucune d'elles n'est constante.

2° Les inclusions noires aciculaires de nature variée qui se trouvent si fréquemment dans le feldspath des anorthosites et des gabbros n'ont pas de rapport avec le chatoiement de ces minéraux, puisqu'elles se rencontrent fréquemment dans des feldspaths ne présentant aucun jeu de couleurs.

3° Les inclusions aciculaires sont composées de magnétite probablement titanifère dans beaucoup de cas.

4° Les aiguilles de magnétite sont en général d'origine primaire, bien que parfois elles soient accompagnées de magnétite d'origine secondaire.

5° Les lamelles rectangulaires appelées par Schrauf *microphyllites* et *microplakites* sont la cause unique et efficace du chatoiement des

Digitized by Google

labradors, puisqu'elles accompagnent toujours celui-ci, et qu'elles manquent dans le labrador qui en est dépourvu.

6° Les microphyllites et les microplakites (probablement de l'ilménite) des labradors que j'ai étudiés ne doivent point leur origine à la schillerisation ni à aucun autre mode d'altération, mais elles sont de vraies inclusions primaires.

Inclusions dans les autres minéraux. — On n'a point trouvé d'inclusions d'un caractère primaire indiscutable dans l'apatite, ni dans l'augite, bien que quelques inclusions liquides et plusieurs particules ressemblant à la magnétite aient été observées dans la première.

Altération des minéraux primaires. — *Le labrador.* Il y a trois modes importants d'altération à distinguer :

I. Le premier commence par l'ouverture des lignes de clivage parallèles auxquelles se propage l'altération. Ce stade est souvent absent. Il ne se rencontre que rarement et très localement. La matière altérée disparaît, laissant un vide.

Mais, d'ordinaire, il se forme des produits secondaires qui restent sur place. Ce sont des zéolites parfois accompagnées d'une matière opaque, noire à la lumière transmise et rouge à la lumière réfléchie, qui est probablement constituée par de l'hématite, Tant que ces altérations sont limitées, les produits secondaires restent localisés dans les plans de clivages, mais quand la transformation va plus loin, la matière zéolitique commence à se répandre perpendiculairement aux clivages ; d'abord il se forme de nombreux embranchements étroits qu'on voit se relier aux directions de clivage par un grand nombre de directions perpendiculaires ou transversales, formant ainsi un quadrillage irrégulier. On voit alors dans les préparations du feldspath les zéolites développées le long d'un système de lignes parallèles et continues qui correspond aux clivages, tandis qu'un autre système perpendiculaire aux clivages est fait de lignes très discontinues et parfois courbes. Les particules d'hématite ne se trouvent généralement que dans les plans de clivage.

Quand l'altération est plus profonde, les intervalles séparant ces diverses fentes disparaissent peu à peu et alors les zéolites forment dans le feldspath des masses des plus irrégulières. En même temps, l'hématite devient plus abondante et forme de petites masses non plus limitées aux clivages, mais répandues confusément dans des parties quelconques. On n'a jamais vu ce mode d'altération atteindre son complet développement et transformer des masses un peu considérables de feldspath en zéolites sans qu'intervienne le second mode d'altération.

II. Celui-ci est beaucoup plus rapide et plus irrégulier dans son développement : il suit des directions non cristallographiques, mais se rencontre le long de lignes de cassure qui sont toujours communes dans

Digitized by Google

les parties altérées, probablement parce que l'altération a été beaucoup facilitée par leur présence. Ces cassures sont parfois accompagnées d'un très faible changement dans l'extinction des plages feldspathiques qui les présentent. Ce mode d'altération diffère du premier en ce qu'il donne naissance à des minéraux plus variés *(scolécite, mésolite, pseudomésolite)* [1], colorées par l'hématite, *clinochlore, pennine, magnétite*, enfin plus rarement *calcite, zoïsite* et *labrador* finement grenu ou sphérolitique recristallisé [2].

J'ai observé sur le bord de grandes plages intactes de feldspath des baguettes feldspathiques néogènes, d'une orientation variable : elles sont entourées de calcite, de zéolites, de chlorites, d'oxydes de fer et parfois de grains de zoïsite. Je n'ai trouvé ni épidote, ni grenat, ni quartz, ni feldspath acide, ni amphiboles, minéraux qui sont les produits habituels de la saussuritisation des plagioclases.

Ce mode d'altération montre les phases principales suivantes :

1° Apparition de plans de cassure. Ce stade n'est que rarement observé, puisqu'il fait rapidement place au suivant.

2° Développement des zéolites et de l'hématite le long des plans de cassure.

3° Développement des minéraux autres que les zéolites.

III. Il y a encore un autre mode d'altération qu'on voit dans la planche III, fig. 2. Tandis que, dans les modes décrits jusqu'à présent, l'altération commence au dehors et s'élabore intérieurement dans les clivages ou les lignes de cassures, dans cet autre cas la formation de nouveaux minéraux va de l'intérieur à l'extérieur. Pour distinguer plus brièvement ces deux procédés d'altération qui ne sont pas spéciaux au labrador ni aux feldspaths, mais se rencontrent communément dans beaucoup d'autres minéraux, je proposerai de nommer le premier exogenèse (ou altération exogène) et le second endogenèse. Ainsi le mode selon lequel la chlorite est ordinairement formée aux dépens de la hornblende est l'exogenèse. L'endogenèse est naturellement beaucoup plus rare (formation de la gœthite aux dépens de l'olivine). Dans ce second cas cependant, comme dans beaucoup d'autres, les deux modes d'altération travaillent souvent simultanément et produisent des résultats identiques.

Ce troisième mode, commençant à l'intérieur du cristal, au lieu de se répandre dans les clivages ou dans les cassures, se développe sur la périphérie des feldspaths dans toutes les directions possibles, mais avec une rapidité inégale. Elle se propage le long des clivages $p(001)$ et $g^1(010)$. Ce fait se voit le plus facilement dans les prépa-

1. C'est une nouvelle zéolite que je décrirai en détail plus loin.

2. Il est possible qu'il existe aussi de l'albite, mais je n'ai pu trouver de sections convenables pour le démontrer.

Digitized by Google

rations taillées perpendiculairement à $p(001)$ et $g^1(010)$. Un feldspath s'altérant de cette façon montre au milieu de plages intactes un grand nombre d'aires à contours grossièrement rectangulaires, ou obliques, entièrement transformées en zéolites, accompagnées d'hématite. Elles sont distribuées çà et là, mais ont toutes leurs bords parallèles entre eux ; quand ces aires zéolitiques sont allongées, c'est toujours parallèlement au clivage le plus facile $p(001)$ qu'a lieu l'allongement.

L'altération de l'augite, qui est très commune, n'a lieu que d'une seule façon. Elle est souvent précédée par l'apparition des plans de séparation diallagiques qui se développent d'abord le long de la périphérie des grains pour se propager vers l'intérieur. En même temps se forment des oxydes de fer et spécialement l'hématite.

Minéraux secondaires. — La *calcite* est souvent abondante dans les parties fortement altérées de la roche parmi les produits de décomposition. Elle ne possède jamais les contours cristallins, mais se rencontre en plages tout à fait irrégulières.

Chlorites. — La *pennine* ne se rencontre que rarement dans l'anorthosite, le produit ordinaire de chloritisation étant le clinochlore. Les deux chlorites ne peuvent se distinguer l'un de l'autre dans cette roche que par la biréfringence de la pennine, qui est très faible et donne une couleur bleue particulière entre les nicols croisés.

Le *clinochlore* est parfois fibreux, mais plus souvent il est lamelleux. Il possède un clivage parfait parallèle à la base $p(001)$, à laquelle n_g est à peu près perpendiculaire. La couleur en masse est vert d'herbe.

Les couleurs du faible pléochroïsme sont les suivantes :

n_g = jaune verdâtre pâle
n_m = vert jaunâtre
n_p = vert

La formule d'absorption est donc : $n_g < n_m < n_p$.

La biréfringence est environ 0.010, et elle est nettement plus forte que celle du labrador. Le clinochlore se forme très souvent par l'altération du pyroxène et plus rarement du labrador.

Zéolites. — La *mésolite* n'est pas rare à Carlton Peak, où elle dérive nettement du labrador. Tous les stades d'altération du labrador en mésolite se voient bien, suivant le mode décrit plus haut. La mésolite est toujours fibreuse, et elle est souvent disposée d'une façon radiée. Je ne l'ai pas trouvée au Carlton Peak en cristaux maniables.

La mésolite a deux très bons clivages parallèles à $m(110)$.

Le reflet est vitreux et brillant quand le minéral est bien cristallisé; la dureté est d'environ 5. La biréfringence est d'environ 0.006; le minéral est biaxe, et l'angle des axes optiques est grand. La dispersion n'est pas notable. L'allongement est tantôt positif, et tantôt négatif, le

Digitized by Google

plan des axes optiques étant à peu près perpendiculaire à l'allongement[1]. Les fibres couchées dans une préparation paraissent presque monoréfringentes. L'angle maximum d'extinction dans les préparations parallèles à l'axe vertical est d'environ 5° dans mes échantillons.

Le minéral est rendu souvent moins transparent par la présence de produits gris blanchâtres amorphes, qui sont des commencements d'altération. La mésolite est soluble dans les acides, y laissant un résidu de silice gélatineuse. Les essais microchimiques font voir la présence d'alumine, de chaux et de soude, le dernier en quantité relativement faible.

La *scolécite*, dont la formation aux dépens du labrador est aussi nette que celle de la mésolite, est elle-même toujours fibreuse, allongée parallèlement à l'axe vertical. Les fibres sont disposées en groupes radiés, où elles sont à peu près parallèles.

La réfringence est inférieure à celle du baume du Canada, tandis que la biréfringence est nettement supérieure à celle du labrador, et paraît être au moins 0.012. L'angle d'extinction dans les préparations parallèles à l'allongement dépasse 12°. La scolécite renferme souvent les inclusions très petites, d'origine secondaire, de chlorites, d'hématites, etc. Elle est beaucoup moins abondante au Carlton Peak que la mésolite.

Je propose de désigner sous le nom de *pseudomésolite* une nouvelle zéolite, qui est très semblable en composition chimique avec la mésolite, dont elle diffère très nettement par ses propriétés optiques.

D'après ses propriétés optiques, le minéral appartient au système monoclinique, peut-être est-il triclinique; mais l'imperfection des mesures faites sur un produit exclusivement fibreux ne permet pas de préciser davantage. La pseudomésolite est fibreuse, et les fibres très fines sont disposées en groupes radiés ou parfois irrégulièrement entrelacés. Dans les masses sphérolitiques, on trouve souvent quelques fibres d'orientation quelconque, mais elles ne font ordinairement que de petits angles avec les fibres voisines. Ces groupements radiés sont tantôt microscopiques et tantôt macroscopiques; c'est de l'un de ces derniers que j'ai obtenu ce qui a été nécessaire pour mon étude. La pseudomésolite a deux clivages parfaits, qu'on peut appeler $m(110)$ par analogie avec la scolécite. Les deux clivages sont à peu près à angle droit.

La dureté est de 4.5 à 5; les fibres isolées sont fragiles; en masse, le minéral est tenace. La densité, déterminée au moyen de la balance de Westphal et le tétrabromure d'acétylène, est de 2.215. La pseudomésolite fond facilement (fusibilité environ 2), sans changement appréciable de volume, et donne une masse blanche semblable à la porcelaine. Dans le tube, elle donne de l'eau.

1. Voir **Lacroix** : *Minéralogie de la France*, II, p. 277, 1896.

Digitized by Google

La couleur de la pseudomésolite pure en masse fibreuse est d'un blanc de porcelaine; les fibres isolées sont transparentes et incolores. Mais le minéral est souvent coloré dans les teintes roses, ou plus rarement vertes; la couleur se concentre en bandes qui sont perpendiculaires à l'allongement des fibres. Les zones roses sont dues à la présence de fines inclusions d'hématite; l'origine des bandes vertes paraît être due à un remplacement d'une petite quantité de chaux par le protoxyde de fer dans la composition chimique. L'éclat est subvitreux ou nacré. Dans les lames minces, les parties absolument fraîches sont transparentes et incolores, mais la plupart ne sont que translucides et d'un blanc nuageux, parce qu'elles sont altérées.

La réfringence est faible et toujours inférieure à celle du labrador; il n'y a point de relief. La biréfringence est inférieure à celle de la mésolite et comparable à celle de l'apatite, mais probablement encore plus faible. La pseudomésolite est biaxe et optiquement positive; l'angle des axes optiques est très petit, n_m et n_p sont donc sensiblement égaux. L'allongement des fibres est toujours positif, tandis que l'angle d'extinction dans les préparations parallèles à l'allongement atteint un maximum d'au moins 20°. Donc n_g est l'indice le plus rapproché de l'axe vertical. L'extinction dans les préparations transversales est sensiblement parallèle aux diagonales des rhombes presque rectangulaires formés par les faces $m(110)$; ces préparations entre les nicols croisés montrent une bissectrice un peu décentrée, qui est positive; mais la biréfringence (n_m — n_p) est si faible que les images sont peu nettes, même dans les préparations les plus épaisses.

Les acides attaquent lentement, mais complètement, la pseudomésolite, en laissant un résidu de silice gélatineuse. Les essais microchimiques de Boricky et de Behrens font voir une abondance d'alumine, une quantité considérable de chaux et moins de soude.

Les inclusions ne sont pas nombreuses; l'hématite se trouve en particules et en petites lamelles. Quand elle s'altère, la pseudomésolite devient translucide et se transforme en masses nuageuses semblables à celles que l'on observe dans des feldspaths très altérés. Ces masses paraissent avoir perdu leur caractère cristallin, au moins en grande partie.

Pour l'analyse chimique j'ai soigneusement choisi des matériaux absolument purs. Une même masse sphérolitique a servi pour cette étude. J'ai essayé l'allongement de plus de vingt fibres, et je l'ai trouvé toujours positif; donc il n'y avait pas de mésolite dans la masse. J'ai écarté les zones vertes, de sorte que le fer trouvé dans l'analyse est à l'état d'hématite et ne doit pas figurer dans la composition de la zéolite.

Les résultats se trouvent dans la première colonne; les autres déri-

Digitized by Google

vent de calculs divers, sauf la sixième où figure la composition de la gonnardite [1] :

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2	45.25	45.89	46.75	46.40	46.35	41.7	45.99	52.99
TiO_2	»	»	»	»	»	»	»	»
Al_2O_3	25.69	26.06	29.49	26.30	26.27	28.4	26.11	30.38
Fe_2O_3	1.40	»	»	»	»	»	»	»
MgO	Trace	»	»	»	»	»	»	»
CaO	9.75	9.89	9.70	9.50	10.00	9.7	9.91	11.41
Na_2O	4.24	4.30	5.37	5.44	4.89	6.3	4.79	4.97
K_2O	0.47	0.48	»	»	»	»	»	0.55
H_2O	12.99	13.17	11.69	12.34	12.49	13.9	13.20	»
	99.79	99.79	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Densité	2.215	»	»	2.2 à 2.4	»	2.246 à 2.26	»	»

I. Pseudomésolite de l'anorthosite du Carlton Peak, Minnesota. Pas de TiO_2. Analyse faite en double par la méthode de Deville ; l'eau a été déterminée par la perte au feu.

II. Analyse I, calculée après déduction du fer.

III. Composition théorique de $Ca\,Na\,Al_2\,Si_3\,O_{10} + 2.5\,H_2O$.

IV. Composition théorique de la mésolite de la formule :

$$\underbrace{Na_2\,Al_2\,Si_3\,O_{10} + 2H_2\,O}_{\text{Mésotype}} + \underbrace{(Ca\,Al_2\,Si_3\,O_{10} + 3\,H_2O)}_{\text{Scolécite}} \text{ ou } My_1\,Sc_2$$

V. Composition théorique du composé :

$3\,(Na_2\,Al_2\,Si_3\,O_{10} + 2H_2O) + 7(Ca\,Al\,Si_3\,O_{10} + 3H_2O)$ ou My_3Sc_7.

VI. Gonnardite de Gignat. Analyse par Pisani, correspondant à la formule : $(Ca, Na_2)_2\,Al_2\,Si_5\,O_{15} + 5.5H_2O$. Voir Lacroix : *Minéralogie de la France*, II, p. 279, 1896.

VII. Colonne II (en ajoutant la potasse à la soude) rapportée à 100.

VIII. Colonne II (en supprimant l'eau) rapportée à 100 [2].

La composition de la pseudomésolite du Carlton Peak s'accorde à peu de chose près avec celle donnée par la formule My_3Sc_7, et il est probable qu'on devrait la considérer comme un composé isomorphe. Il est à signaler, en outre, que, tandis que les propriétés optiques de ces minéraux ne paraissent pas être celles caractéristiques des séries isomorphes, un examen des analyses publiées jusqu'à présent révèle une série à peu près complète du mésotype à la scolécite.

On peut facilement distinguer la pseudomésolite de la mésolite par les caractères suivants :

1. Voir Lacroix : *Minéralogie de la France*, II, p. 279, 1896.
2. Voir planche VII, fig. 2.

Digitized by Google

1° L'orientation optique, n_g étant presque parallèle à l'allongement qui est toujours positif ;

2° L'angle des axes optiques très petit;

3° L'angle maximum d'extinction d'au moins 20° dans la zone verticale ;

4° La biréfringence notablement plus faible dans la pseudomésolite que dans la mésolite.

La composition chimique de la pseudomésolite est nettement différente de celle de la gonnardite, quoique la distinction optique des deux minéraux soit assez difficile. La biréfringence, cependant, de la pseudomésolite n'est qu'environ la moitié de celle de la gonnardite, tandis que l'angle d'extinction dans les préparations de la zone verticale atteint un maximum d'environ 20° dans la pseudomésolite, et est toujours 0°, ou presque 0° dans la gonnardite.

On ne peut pas facilement confondre la pseudomésolite avec d'autres zéolites; par ses caractères extérieurs elle ressemble plus ou moins à la thomsonite, à la mésotype (natrolite), à la scolécite et à la stilbite ; elle diffère de la première par sa biréfringence, qui est beaucoup plus faible, par l'angle des axes optiques qui est plus petit, par l'allongement des fibres, toujours positif dans la pseudomésolite, et enfin par l'angle maximum d'extinction dans la zone verticale (0° dans la thomsonite). Elle se distingue de la seconde par l'angle très petit des axes optiques, par la biréfringence bien faible, par l'angle maximum d'extinction dans la zone verticale (0° dans la mésotype), et par la présence de chaux en quantité notable. La pseudomésolite se distingue de la scolécite[1] par le signe de la bissectrice aiguë, par la biréfringence plus faible, par le signe de l'allongement toujours positif, par l'angle très petit desaxes optiques.

La pseudomésolite diffère de la stilbite fibreuse par le signe positif de la bissectrice, et de l'allongement, par la grandeur de l'angle maximum d'extinction dans les préparations parallèles à l'allongement, par la biréfringence plus faible.

Oxydes de fer. — La *magnétite* n'est pas rare comme minéral secondaire.

L'*hématite* est très abondante au Carlton Peak; elle se rencontre dans presque tous les minéraux primaires aussitôt qu'ils commencent à s'altérer. Elle se trouve sous forme de particules et de très petites lamelles disposées le plus souvent le long des clivages ou lignes de fractures.

En lames minces l'hématite n'est transparente qu'en lamelles très minces, la couleur est le rouge sang; en lumière réfléchie la cou-

1. La scolécite peut contenir une quantité déjà sensible de soude.

Digitized by Google

leur est toujours rouge. Un pléochroïsme très faible se rencontre parfois :

n_g = rouge sang
n_p = rouge plus pâle

La formule d'absorption est donc : $n_g > n_p$.

En lames minces, il est presque impossible de distinguer l'hématite de la gœthite, quand celle-ci ne se trouve pas en cristaux distincts. Pour faire la distinction on a chauffé pendant une demi-heure sur un bec de Bunsen une partie très altérée de la roche dont on a ensuite fait une préparation. Celle-ci a montré que le minéral était de l'hématite, puisque la chaleur n'avait aucune influence sur les lamelles.

Le résultat de l'altération de la magnétite est la *limonite*, mais en même temps il arrive souvent qu'il se forme quelques grains très petits de *pyrite* qui se rencontre sous forme de petites particules. La limonite est souvent fibreuse, et se dispose en groupes assez confus.

Un autre minéral se rencontre dans l'anorthosite, qu'on n'a pu identifier par aucun moyen pratique malgré des essais répétés. Je n'en ai rencontré que trois cristaux microscopiques, de sorte que les essais microchimiques ne sont pas possibles.

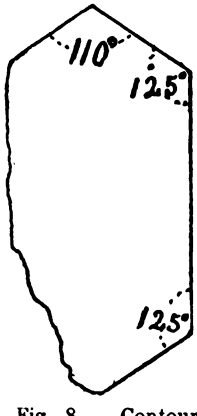


Fig. 8. — Contour cristallin d'un minéral indéterminé dans l'anorthosite (336E) de Carlton Peak.

Les contours cristallins sont parfois nets, la plupart de ces contours indiquent que le minéral peut bien être hexagonal. Un autre cristal d'orientation inconnue, mais avec contours assez nets, se voit dans la figure 8, avec les angles mesurés.

On n'a pas observé de macles, ni de clivages distincts. Dans une préparation très épaisse le minéral est jaune avec un pléochroïsme net, mais faible, comme il suit :

n_g = jaune orange
n_p = jaune de miel

Entre les nicols croisés on obtient d'une préparation probablement parallèle à la base une croix noire qui ne se sépare pas sensiblement quand on tourne la platine. Le mica quart d'onde montre que le minéral est positif. La réfringence est un peu inférieure à celle de l'apatite. La biréfringence est assez forte ; l'épaisseur de la préparation empêche une approximation plus précise. L'extinction est parallèle ou à peu près parallèle à la grande arête du cristal et l'allongement est positif.

Le minéral se rencontre dans une roche très altérée, mais ses contours cristallins nets indiquent qu'il n'est pas secondaire ; de plus, dans un des cas, il est englobé par l'apatite ; il est souvent

Digitized by Google

entouré de magnétite et d'hématite qui sont secondaires, au moins en partie.

Composition chimique de l'anorthosite. — Une analyse de l'anorthosite de Carlton Peak (Minnesota) m'a donné les résultats consignés en I. Les autres analyses qui suivent m'ont servi comme termes de comparaison :

	I	II	III	IV
SiO_2	49.78	47.40	53.43	46.24
TiO_2	—	—	—	—
Al_2O_3	29.37	29.74	28.01	29.85
Fe_2O_3	0.34	—	0.75	1.30
FeO	0.60	1.04	—	2.12
MnO	0,08	—	—	Trace
MgO	1.01	0.57	0.63	2.41
CaO	11.86	13.30	11.24	16.24
Na_2O	4.39	4.99	4.85	1.98
K_2O	0.46	1.56	0.96	0.18
H_2O	1.76	1.64	Trace CO_2	1.03
	99.80	101.14	99.87	101.35
Densité	2.676	2.704	2.673	2.85

I. — Anorthosite du Carlton Peak, Minn. Il n'y a pas de traces appréciables de BaO, SrO, et TiO_2. P_2O_5 n'est pas déterminé.

II. — Anorthosite de l'île Encampment, Minn., par M. C. Palache. Voir A. C. Lawson, Bull. 8, *Geol. Nat. Hist. Surv. Minn.*, 1893, p. 6.

III. — Anorthosite de Nain, Labrador, par M. A. Wichman, *Zeitsch. d. d. Geol. Gesell.*, 1884.

IV. — Anorthosite de l'embouchure de la rivière Seine, Ontario, par M. William Lawson : Rapporté par M. A. P. Coleman, *Jour. Geol.*, IV, 1896, p. 907-11.

Les recherches répétées pour le titane ont donné uniformément un résultat négatif. Il n'est pas probable que cette différence avec les autres gabbros se montre constante. L'acide phosphorique ne se trouve qu'à l'état de traces à peine sensibles, parce que les cristaux d'apatite sont très petits et rares. Il n'existe pas de quantité appréciable de barium ni de strontium dans la roche. La roche a, somme toute, une composition très voisine de celle du labrador, ce qui est naturel, puisque ses neuf dixièmes sont constitués par ce feldspath.

Digitized by Google

CHAPITRE V

Troctolite

Le nom de troctolite a été proposé par Bonney[1] en 1885 pour désigner une roche essentiellement composée d'olivine et de plagioclase et, généralement, d'un peu de diallage. L'expression allemande *forellenstein* s'applique à une roche ayant la même composition. Le type pétrographique que j'appelle troctolite possède la composition décrite par Bonney, avec cette différence, peu importante, que le pyroxène ne possède pas toujours les plans de séparation du diallage. La troctolite du Minnesota est donc un gabbro qui se compose de plagioclase et d'olivine en proportions à peu près égales. Elle diffère du gabbro normal seulement en ce que le silicate ferro-magnésien est constitué à peu près exclusivement par de l'olivine au lieu de pyroxène. La troctolite se rencontre près de Duluth, non loin du lac Gabbro, et dans plusieurs autres gisements dans la région des gabbros, d'après les indications publiées par M. N. H. Winchell et M. A. H. Elftman. Elle est entièrement entourée de gabbro, mais on n'a pas encore trouvé les termes de passage, ni observé de contact net entre les deux roches. La texture est généralement massive, mais il existe assez souvent une disposition des minéraux en lits parallèles. Dans ce cas, la roche est grossière et les bancs sont trop épais pour que cette disposition soit visible sur les échantillons de laboratoire. Une structure en couches se rencontre aussi, paraît-il[2], dans la troctolite. Les relations géologiques de la troctolite sur le terrain ne sont pas définitivement déterminées, mais il est probable qu'elle n'est, de même que l'anorthosite, qu'une variation locale du gabbro.

La couleur est gris verdâtre foncé avec un fond d'olivine noir verdâtre; les faces de clivage du plagioclase y sont répandues abondamment. Les agents atmosphériques changent la couleur de la roche ; elle devient alors vert foncé ou brun rouillé; en même temps les cristaux de plagioclase se décomposent et deviennent blanc jaunâtre.

Au microscope, la *structure* est granitoïde et à gros éléments. L'oli-

1. T. G. Bonney : *Geol. Maj.* 1885, p. 439. Ref. Kemp : *Handbook of Rocks*. p. 168.
2. A. H. Elftman : *Geol. Nat. Hist. Surv. Minn., 23e Annual Report. 1895*, p. 224.

Digitized by Google

vine et le labrador sont en général xénomorphes l'un par rapport à l'autre, mais quand il existe de l'augite, celle-ci montre une tendance marquée à entourer l'olivine, et peut même englober plusieurs grains d'orientation variable, ce qui produit la structure pœcilitique au milieu de la structure grenue dominante. (Voir figure 9.) Parfois l'olivine possède une forme cristalline arrondie. La magnétite, comme minéral primaire, est extrêmement rare, tandis que l'apatite fait défaut entièrement, au moins dans les préparations étudiées.

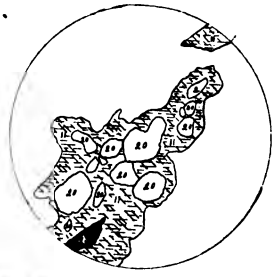


Fig. 9. — Augite (11) englobant l'olivine (20) pour former la structure pœcilitique dans la troctolite (14) du voisinage de Duluth. Le pyroxène englobe, en outre, de la magnétite (23) × 60.

Les produits d'altération qui se trouvent dans la roche sont très peu nombreux. La bowlingite et la magnétite sont les seuls minéraux secondaires communs ; assez rarement on rencontre aussi la pennine, la calcite, et un minéral micacé, qui est probablement la muscovite.

L'*olivine* est peut-être le minéral le plus abondant de la roche. Elle ne possède pas de contours cristallins bien distincts. Les clivages parallèles à g^1(010) et à p(001) sont souvent bien développés. Le minéral est vert sombre en masse, mais cette couleur est due en grande partie à la décomposition, qui est assez avancée.

On voit partout les commencements d'altération en bowlingite ; l'abondance de la magnétite, qui se sépare en même temps, montre nettement que l'olivine est très ferrifère.

Le feldspath de la roche est le *labrador*. Il possède les macles ordinaires de l'albite, de la péricline, et de Carlsbad.

L'angle d'extinction dans Sn_g est de 31° à 33°. L'extinction dans les fragments de clivage parallèles à g^1(010) est à peu près —25° ; dans ceux parallèles à p(001), elle varie de —7° à —11°.

L'angle maximum d'extinction symétrique dans deux lamelles hémitropes contiguës dans la zone perpendiculaire à g^1(010) est au moins 38°. Il est donc évident que le feldspath a une composition très voisine de $Ab_3\ An_4$.

Plus rarement l'angle d'extinction dans Sn_g ne dépasse pas 22° à 23°, tandis que les deux préparations qu'on a trouvées perpendiculaires à n_p ont donné les angles d'extinction de 67° à 69°. Ce feldspath est un labrador de la composition $Ab_1\ An_1$ environ.

L'*augite* possède les clivages prismatiques ordinaires, mais les plans de séparation suivant h^1(100) sont assez rares.

L'angle maximum d'extinction dans la zone de l'axe vertical est un peu plus grand que 40°. Les lamelles brunes, si communes dans la

Digitized by Google

bronzite, sont rares dans l'augite. Les inclusions liquides sont aussi rares.

La *magnétite* est rare comme minéral primaire, et très abondante comme produit d'altération de l'olivine.

La *bowlingite* est abondante dans la troctolite. Il existe des clivages parallèles à h^1 (100). La couleur est variable dans les teintes verdâtre et jaune brunâtre ; le pléochroïsme est faible :

n_g = brun verdâtre	brun foncé.
n_m = brun	brun.
n_p = jaune verdâtre pâle	brun jaunâtre.

La formule d'absorption est donc : $n_g > n_m > n_p$.

La réfringence est inférieure à celle de l'olivine ; la biréfringence est masquée par suite de la superposition de lamelles d'orientation différente, et apparemment elle ne dépasse pas 0.015. Le minéral paraît être presque uniaxe, mais quand il n'y a pas de superposition, l'angle 2 E peut atteindre au moins 32° (mesure de $2d$). Il est souvent possible de voir nettement que les fibres se compensent, et je crois qu'on devrait attribuer à cette cause la biréfringence peu élevée, l'angle apparemment petit des axes optiques, et l'absence du pléochroïsme.

La bowlingite s'altère parfois pour donner naissance à de la chlorite.

La *pennine* se rencontre très rarement sous forme de menues lamelles qui se sont produites par l'altération du labrador. Elle dérive parfois de la bowlingite.

La *calcite* est un produit rare de l'altération du labrador.

J'ai fait l'analyse suivante de la troctolite de Duluth; elle montre une quantité très notable de titane. La magnésie et le protoxyde de fer existent en quantité considérable.

	I
SiO_2	35.81
TiO_2	2.30
Al_2O_3	14.32
Fe_2O_3	7.38
FeO	15.25
MnO	0.18
MgO	10.49
CaO	17.23
Na_2O	2.06
K_2O	0.37
H_2O	5.23
	100.62
Densité.	3.07 à 3.10

I. Troctolite (514) du voisinage de Duluth, Minn. Pas de BaO, ni de SrO en quantité sensible.

Digitized by Google

Péridotite.

La péridotite ne se rencontre que rarement dans le Minnesota, et je n'ai pu en obtenir même un seul échantillon. Elle représente les parties les plus basiques du magma gabbroïque, et elle est aussi rare que l'anorthosite, la partie acide du magma, est abondante. D'après M. N. H. Winchell[1], la composition minéralogique de la péridotite est essentiellement la suivante : pyroxène (le plus souvent augite), olivine, et une quantité variable mais toujours faible de labrador. Elle se rangerait donc parmi les wehrlites.

1. *Final Report: Geol. Nat. Hist. Survey, Minnesota*, vol. V, 1900.

Digitized by Google

CHAPITRE VI

Silicoferrolite.

Le terme *ferrolite* a été proposé en 1892 par Wadsworth[1] pour désigner les roches composées essentiellement de minerais de fer.

J'étudie dans ce chapitre une roche extrêmement riche en magnétite; je propose d'employer le terme *silicoferrolite* pour la désigner.

Elle renferme, en effet, une quantité remarquable de quartz et d'un silicate ferrugineux, et il me semble préférable de conserver au terme de Wadsworth son caractère plus général. C'est la roche appelée « *olivine iron ore* » par le « *Geological Survey* » du Minnesota. Elle est, en effet, composée essentiellement de magnétite, de fayalite et d'une très petite quantité de pyroxène; ces trois minéraux englobent de nombreux petits grains de quartz. La magnétite s'y trouve en quantité suffisante pour constituer un minerai de fer presque assez riche pour être exploité. Mais dans ce pays, le plus riche du monde au point de vue de la production du fer, on ne s'occupe guère des minerais de qualité inférieure.

Les matériaux que j'ai étudiés proviennent du bord septentrional du lac Birch, à proximité de la bordure septentrionale de la région des gabbros. Ils sont dans la région de contact, et, d'après M. N. H. Winchell, on trouverait des passages insensibles de la silicoferrolite aux gabbros. Il existe d'autres gisements plus à l'est, ainsi que dans le voisinage de Duluth et dans d'autres points de la même région.

La silicoferrolite présente souvent un rubanement irrégulier qui est visible parfois même dans les échantillons de laboratoire. La couleur de la roche est celle du minéral dominant; c'est-à-dire noire avec des reflets métalliques sur les surfaces fraîches. La roche devient d'un noir verdâtre, lorsque la fayalite est abondante. La magnétite et la fayalite sont les seuls minéraux qui puissent être distingués sans le secours du microscope.

En se décomposant, la roche devient d'abord rougeâtre par suite de la production d'hématite; ensuite, elle prend une couleur vert sombre quand la fayalite se transforme en bowlingite, etc.

1. M. E. Wadsworth : *Report State Geologist Michigan*, 1891-92, p. 82. Ref Kemp : *Handbook of Rocks*, 1896, p. 137.

Digitized by Google

Structure. — Au microscope, on trouve que la silicoferrolite a une structure grenue et pœcilitique. La fayalite en grains irréguliers renferme beaucoup de grains de magnétite, qui ne présentent que très rarement des contours cristallographiques. Entre les grains de fayalite, il existe des plages de pyroxène. Elles peuvent englober la fayalite ou bien elles sont incluses dans ce minéral. Mais le trait caractéristique de la silicoferrolite est la présence d'un grand nombre de grains de quartz, arrondis, dispersés dans toute la roche. Ces grains de quartz, souvent concaves, sont généralement très petits; ils sont très souvent englobés par les autres minéraux. (Voir planche IV, fig. 1.) L'orientation de ces grains englobés est quelconque, et c'est ce qui constitue le trait caractéristique de la structure pœcilitique. L'ordre de cristallisation est le suivant :

Quartz.
Magnétite, Hercynite.
Fayalite.
Pyroxène.

Rarement on rencontre quelques autres minéraux, notamment l'actinote et la trémolite, la bowlingite, la gœthite, l'hématite et des chlorites. Il n'y a pas de feldspath.

Le *quartz* est un élément tellement rare dans les roches très basiques, que sa détermination doit être bien spécifiée. Ce minéral ne possède pas de contours cristallographiques, il est toujours arrondi ou irrégulier; il ne montre ni clivages ni macles. L'extinction roulante est très rare. Le minéral est très transparent et tout à fait incolore. La réfringence est peu élevée, et l'indice n_p est inférieur à celui du baume de Canada, mais n_g est supérieur à celui-ci. La biréfringence est de 0,009. Les sections perpendiculaires à n_g montrent que le minéral est parfaitement uniaxe et positif.

Des inclusions liquides contenant de temps en temps des bulles gazeuses ne sont pas rares. Elles sont disposées soit irrégulièrement, soit le long des surfaces courbes.

La *magnétite* est le minéral le plus abondant de la roche. Elle possède très rarement des contours cristallographiques; les plans de séparations octaédriques sont d'ailleurs fréquents. La composition de la roche montre que la magnétite n'est pas titanifère.

L'*hercynite* ne peut pas être distinguée, par ses caractères extérieurs ou microscopiques, de la magnétite. Sa présence fut d'abord soupçonnée à la suite de la constatation de l'excès d'alumine dans l'analyse donnée plus loin; elle a été établie de la façon suivante : la poudre grossière de la roche a été chauffée dans l'acide chlorhydrique qu'on changeait de temps en temps, en même temps qu'on ajoutait un peu

Digitized by Google

d'iodure de potassium. Ceci fut continué jusqu'à ce que l'attaque par l'acide eût cessé. Après filtration et dessiccation, le quartz a été éliminé au moyen des liqueurs denses, et un examen au microscope a démontré que le résidu était composé d'augite et d'un spinelle ressemblant à la magnétite par ses caractères extérieurs. Ensuite l'augite a été éliminée par un traitement à l'acide fluorhydrique, et on a constaté que le spinelle ainsi purifié ne contenait que des traces de magnésie. Il est, par conséquent, constitué par de l'hercynite.

La *fayalite* a des clivages plus grossiers mais plus irréguliers que l'olivine. Le clivage parallèle à $g^1(010)$ est bien développé, des clivages plus irréguliers parallèles à $p(001)$ et à $h^1(100)$ sont fréquents. Les contours cristallins n'existent pas. En masse, elle est jaune verdâtre, mais par l'altération elle devient d'une couleur verte plus foncée, ou brun sombre. La biréfringence est plus forte que celle de l'olivine :

$$n_g - n_m = 0{,}009 \text{ valeur minimum}$$
$$n_m - n_p = 0.029 \quad — \quad —$$
$$n_g - n_p = 0{,}038 \quad — \quad —$$

La fayalite est optiquement négative, avec un angle des axes optiques beaucoup plus petit que celui de la chrysolite. La dispersion autour de la bissectrice aiguë n_p est $\rho > v$. Le minéral est facilement attaqué (avec gelée) par les acides. La composition chimique de la roche montre que la fayalite n'est pas manganésifère.

Le *pyroxène* de la silicoferrolite montre les clivages prismatiques habituels; il possède en outre les plans de séparation bien développés parallèles à $p(001)$, aussi bien que les macles parallèles au même plan. Sa biréfringence est :

$$n_g - n_m = 0{,}016$$
$$n_m - n_p = 0{,}007$$
$$n_g - n_p = 0{,}023$$

La *trémolite* existe sous forme de fibres partiellement englobées dans la fayalite.

Sa biréfringence est au moins de 0,024. L'allongement des fibres est toujours positif, avec une extinction maximum d'environ 16°.

L'*actinote* est une trémolite ferrifère, et elle diffère seulement de celle-ci par sa couleur vert pâle, son pléochroïsme distinct, et par son angle maximum d'extinction qui est un peu plus petit. Elle est toujours secondaire. Ses couleurs de pléochroïsme sont les suivantes :

n_g = vert clair
n_m = jaune verdâtre
n_p = jaune pâle

L'angle d'extinction maximum parallèle à l'allongement ne dépasse pas 13°.

Digitized by Google

La *bowlingite* est le produit ordinaire de l'altération de la fayalite. Elle se trouve en très petites quantités, et elle est ordinairement lamelleuse dans cette roche. La couleur en est variable, étant jaune, rougeâtre, brun, ou vert.

La *gœthite* est un autre produit d'altération de la fayalite, et on peut la distinguer de la bowlingite de couleur jaune rougeâtre par le fait qu'elle a une réfringence plus élevée que la fayalite, tandis que celle de la bowlingite est, au contraire, plus faible. Elle a une couleur rouge et une biréfringence supérieure à 0.012. On trouve que les lamelles qui sont en apparence homogènes sont composées de beaucoup de parties d'orientation variable. Ce fait, uni à une forte dispersion, empêche l'extinction en lumière blanche.

L'*hématite* se trouve simplement sous forme de taches de rouille superficielle. Elle n'a pas été trouvée dans les préparations de la roche. Elle provient de l'oxydation de la magnétite.

La *pennine* et le *clinochlore* ont été observés seulement le long des diaclases de la roche.

La *composition chimique* de la silicoferrolite est caractérisée par la forte teneur en fer, et par la teneur extrêmement faible en silice. Le titane existe en très petite quantité. Un essai qualitatif a donné un résultat négatif, d'autres ont donné une réaction faible. La très petite quantité de titane est d'autant plus remarquable que les gabbros sont très souvent titanifères dans cette région. La teneur très faible en alcalis est un autre trait remarquable. La quantité d'eau est très élevée.

Je donne dans le tableau suivant, comme termes de comparaison, une série d'analyses de roches, plus ou moins semblables, toutes dérivées des régions des gabbros.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
	—	—	—	—	—	—	—
SiO_2	21.50	4.08	22.87	21.25	24.74	16.17	14.95
TiO_2	Trace	14.25	9.99	6.30	9.53	7.14	8.50
Al_2O_3	8.02	6.40	10.64	5.55	6.99	5.34	8.95
Fe_2O_3	30.54	33.43	Fe_3O_4	Fe_3O_4	24.58	35.20	52.85
FeO	33.53	34.58	41.88	43.45	21.86	23.22	
MnO	0.32	0.45	2.05	0.40	0.69	0.46	0.30
MgO	1.95	3.89	5.67	18.30	9.23	7.56	10.25
CaO	1.55	0.65	0.65	1.65	2.88	1.84	1.80
Na_2O	0.42	0.29	—	—	—	—	—
K_2O	0.10	0.15	—	—	—	—	—
H_2O	2.77	1.32	3.05	2.60	—	0.40	1.40
	100.70	99.71	100.00	99.65	100.61	98.42	99.14
Densité	4.00 à 4.04						

Digitized by Google

I. — **Silicoferrolite du lac Birch, Minnesota. Pas de traces appréciables de** BaO, ni de SrO, ni de Li_2O.

II. — « **Magnétite-Spinellite** », de **Routivara, par W. Peterson** : *Geol. För. Förh.*, Bd. XV, p. 49, 1893. Avec 0.20 Cr_2O_3 et 0.016 P_2O_5. Composé principalement de magnétite titanifère, d'ilménite, de spinelle (pléonaste, hercynite), d'olivine, de pyroxène et de pyrite. Ref. W. C. Brögger : *Das Ganggefolge des Laurdalits*, 1898, p. 311.

III. — Magnétite-Olivinite de Iron Mine Hill ; Cumberland, R. I., décrit par M. E. Wadsworth ; analyse citée par Vogt : *Bildung von Erzlagerstatten durch, Differentiations processe in basischen Eruptivmagmata. Zeit. f. prak. Geol.* I, 1893., Contient aussi 0.20 de Cu et des traces de S et de P_2O_5.

IV. — Magnétite-Olivinite de Taberg, Suède, décrit par Törnebolm, : *Geol. Fören. Förhand.* Bd. III, 1876 ; Bd. V, 1881 ; Bd. VI, 1882. L'analyse citée par Vogt. *Ibid.* Contient aussi 0.127 P_2O_5, 0.013 S, 0.02 Cu, et une trace de V_2O_5.

V. — Minerai de fer titanifère dans des diabases à olivine, etc., de Ulfo ; analyse citée par Vogt. *Ibid.* Contient aussi 0.07 de P_2O_5, 0.03 de Cu, et 0.01 de S.

VI. — Magnétite-olivinite de Inglamala, Suède ; analyse par Vogt. *Ibid.*, Contient aussi 1.02 de S, 0.60, de V_2O_5, 0.07 de P_2O_5 et une trace de Cu.

VII — Magnétite-olivinite de Langhult, Suède ; analyse citée par Vogt. *Ibid.* Contient aussi 0.118 de P_2O_5, et 0.019 de S.

Le type du Minnesota est tout à fait exceptionnel en ce qui concerne la très faible teneur en titane. On remarquera la pauvreté en magnésie et en chaux ; en outre, comme dans la plupart des roches similaires, il y a un excès d'alumine, qui se traduit minéralogiquement ici par la production de l'hercynite [1].

Genèse. — On peut imaginer plusieurs modes de production pour une roche de ce genre. Il semble qu'il faille éviter l'hypothèse d'une différentiation effectuée dans le magma qui a donné naissance aux gabbros et aux anorthosites, les silicoferrolites, et les anorthosites ne pouvant pas être considérées comme les pôles opposés d'une semblable série. Rappelons en effet qu'on ne trouve pas dans la silicoferrolite l'abondance de la chaux, de la magnésie et du titane qui devraient se rencontrer si cette hypothèse était exacte, et qui existe dans la plupart des roches analogues, mais non identiques, dont j'ai cité plus haut les analyses, et dont l'origine a été expliquée à l'aide de ce procédé, par les auteurs qui les ont étudiées : l'existence du quartz serait du reste difficile à expliquer dans cette hypothèse.

Les mêmes raisons rendent peu vraisemblable l'hypothèse d'après laquelle la silicoferrolite résulterait du mélange intime d'un gabbro et d'une roche sédimentaire quartzifère, d'un grès, par exemple. En effet l'examen de la composition chimique du gabbro normal et de la silicoferrolite (déduction faite de 10 °/₀ environ de quartz) fait voir qu'aucune roche, mélangée en parties égales avec le gabbro, ne peut donner naissance à la silicoferrolite ; et si l'on admet même qu'une partie du gabbro arrive à digérer trois parties d'une roche étrangère, il aurait

1. Les exceptions sont très rares : Voir Vogt, *Zeit. f. prak. Geol.*, I, 1873 ; et Kemp (étude récente de la composition et genèse de ces roches) : Titaniferous Iron Ores of the Adirondacks : *19e Rapport annuel* du *Geological Survey* des États-Unis, part. III, p. 377, 1899.

Digitized by Google

fallu que cette dernière ait la composition suivante : oxydes de fer 90 °/₀, alumine 6.5 °/₀, et eau 3.5 °/₀, et alors elle ne contiendrait pas le quartz libre, que démontre l'étude microscopique pour la silicoferrolite.

De plus, l'existence de nombreux grains de quartz englobés dans la fayalite et dans la magnétite est, à mes yeux, un argument capital contre l'hypothèse de la formation de cette roche par voie de fusion purement ignée. On ne comprend guère, en effet, comment du quartz libre aurait pu se maintenir intact dans un bain fondu, dont la consolidation aurait donné naissance à un orthosilicate de fer et à de la magnétite.

Il ne reste donc qu'une seule hypothèse, c'est celle qui consiste à admettre que la silicoferrolite est le résultat d'une action exomorphe du gabbro sur un sédiment originellement constitué par un minerai de fer impur, à la fois quartzifère et argileux. Sa transformation aurait été effectuée non par voie de fusion purement ignée, mais par les actions pneumatolitiques agissant à haute température ; et, comme argument, je rappellerai combien est fréquente la production de la fayalite associée à de la silice libre sous l'influence des agents pneumatolitiques dans les fentes des granites d'Islande[1], et la très grande fréquence des mêmes minéraux dans les lithophyses des rhyolites de Yellowstone National Park[2], de Lipari[3], de Glade creek, Wyoming[4], dans celles des andésites de Santorin[5], etc.

1. Delesse. *Bull. Soc. Géol. Fr.* II, x, p. 571.
2. Iddings. 7° *Ann. Rep. Geol. Survey* des Etats-Unis, 1888.
3. Iddings. *Amer. Jour. Science*, 1890, XL, p. 75.
4. Iddings. *Amer. Jour. Science*, 1891, XLII, p. 39.
5. A. Lacroix. *C. Rendu*, CXXV, p. 1189, 1897.

Digitized by Google

CHAPITRE VII

Gabbro à orthose.

Cette roche a été décrite pour la première fois par Streng[1] en 1877 comme un gabbro à hornblende. Cet auteur considère, en effet, l'amphibole de cette roche comme un minéral primaire. Cette dernière assertion mise à part, sa description sommaire est exacte.

Irving[2], en 1880, signala l'importance et l'influence de l'élément orthosique de la roche et lui donna le nom de *gabbro à orthose ;* enfin, il montra[3] que l'amphibole est souvent, sinon toujours, secondaire.

Le gabbro à orthose diffère essentiellement du gabbro normal en ce qu'il contient une notable quantité de feldspath monoclinique.

Cette roche se trouve en grande abondance près de Duluth et en plusieurs autres localités du Minnesota et du Wisconsin. A Duluth, elle forme la bordure méridionale de la région du gabbro, constituant derrière la ville de hautes collines et des falaises escarpées. La texture est massive et irrégulière. Les diaclases vont dans toutes les directions et les plans qui en résultent se coupent sous tous les angles possibles. Outre les diaclases, la roche semble souvent être grossièrement stratiforme. Elle est habituellement à gros éléments et tous ses minéraux essentiels se voient facilement à l'œil nu. La couleur est variable, dépendant de la quantité d'orthose et de hornblende. Le type dominant est d'une couleur grise, mais il tourne au vert sombre quand l'amphibole est abondante et au gris rougeâtre quand l'orthose prédomine. Les cristaux de plagioclase sont visibles sur les surfaces fraîches et les faces de clivages peuvent avoir trois ou quatre centimètres comme plus grande dimension. L'augite et la hornblende secondaire sont d'habitude bien moins abondantes, mais parfois elles forment aussi de grands cristaux. L'orthose se distingue grâce à sa couleur rouge due à de l'hématite qui s'y trouve répandue à l'état de paillettes très fines. La

1. A. Streng et J. H. Kloos. Ueber die krystallinischen Gesteine von Minnesota in Nord Amerika, *Neues. Jahrb. f. Miner*, etc., 1877, p. 31. Traduction anglaise dans le *11 Ann. Rep. Geol. Nat. Hist. Surv. Minn.*, 1883.

2. R. D. Irving. *Geology of Wisconsin*, vol. III, 1880.

3. R. D. Irving. On the paramorphic origin of the hornblende of the crystalline rocks of the Northwestern States : *Amer. Jour. Sci.* 1883, XXVI, p. 27 ; *Ibid.* 1884. XXVII, p. 130.

Digitized by Google

magnétite forme souvent des masses d'un éclat noir métallique. Les grandes aiguilles d'apatite incolore y abondent d'habitude et se voient même sans le secours de la loupe. Parfois la roche est d'un grain plus fin et alors la couleur est plus sombre et le pyroxène plus abondant. En se décomposant, elle prend d'habitude une teinte foncée et les minéraux ferromagnésiens deviennent plus évidents et l'on peut voir qu'ils remplissent les interstices laissés entre eux par les feldspaths en voie d'altération.

Au microscrope, la *structure* qui domine est granitique, et à grands éléments, mais parfois le plagioclase présente une tendance à la structure pœcilitique. Dans ce cas, le feldspath forme de très grand cristaux pouvant occuper toute l'étendue d'une préparation. L'augite, plus ancienne, présente souvent des contours cristallins, elle est entièrement englobée par le feldspath, qui l'a généralement protégée contre l'ouralitisation.

Les minéraux les plus anciens sont la magnétite et l'apatite. L'orthose est plus récente que le plagioclase.

Le *labrador* est le feldspath dominant du gabbro à orthose ; il se trouve d'habitude en grandes plages dans lesquelles les macles sont ordinairement rares. L'extinction dans Sn_g est d'environ 20° et dans Tn_p elle va jusqu'à 62° ou 64°. Dans les préparations perpendiculaires à un axe optique l'extinction est de 41°, tandis que l'angle maximum d'extinction dans la zone de symétrie de la macle de l'albite dépasse 30°. L'extinction dans les fragments de clivage parallèles à $p(001)$ est —4 ½° à 6° et dans ceux parallèles à $p^1(010)$ elle est d'environ —18°. La composition est donc environ Ab_1An_1. Le labrador, en grandes plages, est bordé par une cristallisation plus récente d'orthose, qui peut même pénétrer le plagioclase. (Voir planche IV, fig. 2.) La ligne de contact entre le labrador et l'orthose est souvent difficile à préciser.

Le plagioclase contient de grands cristaux d'augite, souvent bien formés, et d'autres d'apatite. La magnétite, est à peu près absente, tant dans la forme aciculaire que sous forme de fine poussière qui est si commune ailleurs. Le labrador n'a point échappé aux progrès de l'altération qui a beaucoup modifié la roche. Il renferme beaucoup de produits de transformation, surtout des lamelles de hornblende et de clinochlore. Parfois des particules d'hématite ont pénétré le long des cassures et autour des inclusions de diallage. En outre, on trouve que les clivages se sont ouverts parfois en donnant l'apparence de fines macles.

L'*andésine* est assez commune, mais se trouve rarement en grande quantité. L'angle des axes optiques est très grand et le minéral semble optiquement négatif. La dispersion autour de n_g est $\rho < v$ et diffère de celle du labrador. L'extinction dans les sections perpendiculaires à n_g est

Digitized by Google

d'environ 10° ; dans celles perpendiculaires à n_p elle est de 66° à 68°. L'andésine présente les mêmes inclusions et altérations que le labrador.

L'*orthose* se rencontre entourant et même pénétrant les plagioclases plus anciens. La macle de Carlsbad est très rare. Ce feldspath, vu en masse, prend une couleur rose foncé due à de nombreuses lamelles d'hématite. Le minéral est optiquement négatif, et de la mesure de $2d$, on déduit : $2E = 71° 4'$; ou si $N = 1.523$, $2V = 44° 52'$. J'ai pu constater que l'extinction dans les préparations perpendiculaires à n_p est de 90°, tandis que dans celles perpendiculaires à n_g elle ne semble pas plus grande que $+4°$. Cet orthose n'appartient pas à la variété déformée, son plan des axes optiques est parallèle à $g^1(010)$.

Les inclusions sont extrêmement nombreuses et presque toutes semblent être d'une origine récente. Outre les particules d'hématite on observe des lamelles et les cristaux de hornblende ; la chlorite, l'épidote et la titanite sont plus rares. Les deux derniers minéraux se trouvent surtout dans les parties très altérées. Parfois, les plages examinées en lumière polarisée parallèle présentent des extinctions un peu différentes suivant les points examinés, comme si elles avaient été brisées en plusieurs fragments postérieurement ressoudés. Cependant, en lumière naturelle, aucune trace de cassure n'est visible.

D'autres fois, au contraire, on les voit nettement brisées et en fragments grenus, souvent mélangés à de la calcite, de l'épidote et plus rarement du quartz et du sphène. Je n'y ai pas trouvé d'albite.

Le *pyroxène* intact est relativement rare, il est d'habitude altéré en hornblende. Parfois, il présente des contours cristallins très nets avec les faces suivantes : $p(001)$, $h^1(100)$, $g^1(010)$, m (110) et $b^1/^2$ ($\bar{1}11$). Il est d'un vert très pâle presque incolore et n'est pléochroïque que dans les lames épaisses, avec :

n_g = vert olive nuageux
n_m = vert faiblement jaunâtre
n_p = brun verdâtre

La réfringence est très forte ; la biréfringence n'est que moyenne :

$n_g - n_m = 017$ au moins
$n_m - n_p = 004$ au moins
$n_g - n_p = 021$ au moins

L'angle des axes optiques déduit de la mesure de $2d$ n'est que : $2E = 56° 38'$. L'angle maximum d'extinction dans la zone verticale est au moins égal à 45° dans cette roche. Le pyroxène ne semble pas se transformer en hornblende, morceau par morceau, mais chaque cristal semble se modifier graduellement, toutes ses parties se transformant à la fois. Ainsi on peut voir le minéral devenir d'abord légère-

Digitized by Google

ment vert et prendre une teinte de plus en plus foncée qui aboutit à celle de la hornblende verte. Cette dernière est très pléochroïque et a une biréfringence plus grande que celle du pyroxène.

Les propriétés optiques de ce pyroxène font penser qu'il pourrait probablement se rapporter à la variété anormale du diopside décrite plus haut. (Voir chapitre III).

La *magnétite* est très rare comme élément primaire et se trouve d'habitude en grains très petits. Au contraire, elle est très abondante comme produit secondaire. Dans plusieurs cas, on a trouvé que cette magnétite est titanifère[1], ce qui explique la forte teneur de la roche en titane, puisque le pyroxène n'en contient pas une quantité appréciable. Les plans de séparation parallèles aux faces de l'octaèdre et son fort magnétisme empêchent toute confusion avec l'ilménite.

L'*apatite* se trouve sous deux formes différentes entre lesquelles il ne semble pas exister d'intermédiaires : 1° de grands cristaux d'environ un demi-millimètre à un millimètre de diamètre et ayant parfois plus d'un centimètre de longueur ; 2° des cristaux très menus dont la présence pourrait souvent n'être pas observée, mais qui attirent l'attention à cause des auréoles pléochroïques qu'ils déterminent dans la hornblende.

Les grands cristaux sont d'habitude arrondis et parfois profondément rongés (Voir fig. 10 et 11), tandis que les petits n'ont jamais été vus que sous la forme de cristaux très nets et bien conservés : ils se trouvent généralement dans le voisinage des grands cristaux aux dépens desquels ils semblent être formés.

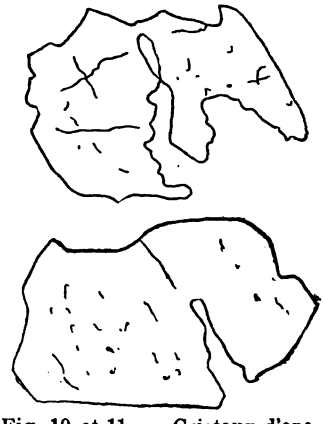


Fig. 10 et 11. — Cristaux d'apatite profondément corrodés dans le gabbro à orthose (1797) de Duluth.

Les inclusions, qui sont rares ou absentes dans les petits cristaux, se trouvent en grand nombre dans les grands et les troublent. Les grands cristaux ont présenté dans les préparations bien orientées, les faces $p(0001)$, $m(10\bar{1}0)$, $h^1(11\bar{2}0)$, $(21\bar{3}0)$, $(10\bar{1}1)$ et probablement la forme $(43\bar{7}1)$. La dernière forme se trouve dans une préparation rigoureusement parallèle à l'axe vertical. L'angle entre la face du prisme $h^1(11\bar{2}0)$ et la face de la pyramide $(43\bar{7}1)$ a varié entre 10° 15′ et 12° 15′, l'arrête de cette dernière n'étant point absolument rectiligne. M. E. S. Dana[2] a trouvé sur un cristal de Paris, dans l'État de Maine, une

1. Voir Irving *(op. cit.*, p. 266) *et al.*
2. E. S. Dana, *Amer. Jour. Science*, 1884, XXVI, p. 480.

Digitized by Google

face de la pyramide qui était aussi irrégulière et dont les mesures goniométriques variaient entre 10° et 12°. Il a calculé que la face était $(43\bar{7}1)$ faisant un angle théorique de 11° 56′ avec la face $(11\bar{2}0)$.

Le clivage parallèle à la base $p(0001)$ est distinct, mais imparfait. Le clivage parallèle à une ou à plusieurs des faces du prisme est très imparfait.

Le trait le plus particulier de l'apatite est son caractère biaxe marqué autour de n_p. Des mesures répétées de $2d$ montrent que 2E est souvent plus grand que 10°.

L'existence du potassium dans cette apatite a été démontrée. Je l'ai constaté par des essais microchimiques à l'aide du chlorure de platine(fig. 13) et bisulfate de bismuth (figure 14) : la matière essayée avait été soigneusement triée au microscope et débarassée de toute impureté.

Les inclusions de cette apatite sont très variées. Elles sont :

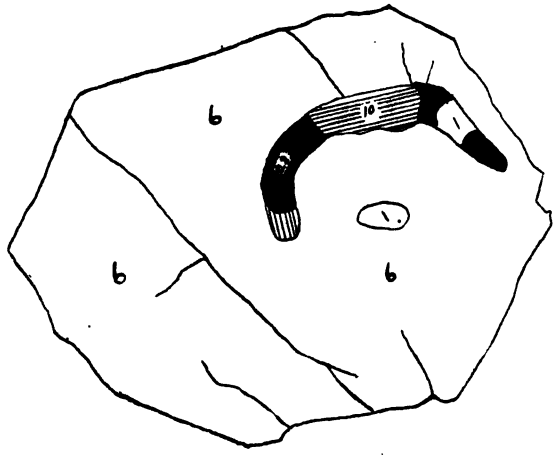


Fig. 12. — Apatite corrodée et fendillée dans le gabbro à orthose (1797) de Duluth. L'apatite (6) renferme des cristaux orthose(1) de la magnétite(23) et de la biotite(10) × 120.

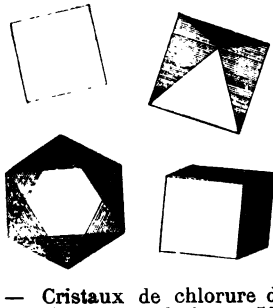


Fig. 13. — Cristaux de chlorure double de potassium et de platine × 500.

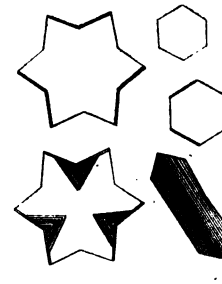


Fig. 14. — Cristaux de sulfate de potassium et de bismuth × 500.

Digitized by Google

1° Solides. En dehors des masses d'orthose, de hornblende, de magnétite, et d'actinolite (Voir fig. 12) introduites par corrosion, il y a :

a) Particules très petites, entièrement irrégulières quant à leur forme et leur disposition, peu abondantes, mais distribuées d'une façon uniforme. Elles sont opaques et noires et sont probablement constituées par de la magnétite.

b) Particules irrégulièrement sphériques, souvent distribuées le long des surfaces transversales ou courbes et formées par de la magnétite.

c) Inclusions aciculaires noires ayant le grand axe toujours parallèle à l'allongement de l'apatite. Elles sont très minces, opaques et noires, et probablement constituées par de la magnétite.

2° Cavités renfermant :

a) Un seul liquide d'une forte réfringence,

b) Un seul liquide d'une faible réfringence,

c) Un gaz,

d) Une particule noire solide (la magnétite),

e) Deux liquides, l'un entouré par l'autre, et possédant des indices de réfraction différents.

f) Un liquide et un gaz : ce dernier ayant la forme d'une bulle possédant parfois un mouvement de rotation rapide, et se déplaçant d'une extrémité à l'autre de la cavité.

g) Un liquide et une particule solide, probablement magnétite.

Les cavités sont d'habitude à peu près sphériques. Parfois elles présentent des formes des plus irrégulières, toujours courbées (figure 15).

Les cavités sont parfois disposées le long de surfaces courbes qui ne sont pas cependant les mêmes que celles qui renferment des grains de magnétite, mais plus souvent elles sont dispersées irrégulièrement à travers le cristal tout entier.

Enfin, les fissures de l'apatite sont parfois imprégnées d'hématite et d'amphibole secondaire.

La *hornblende* est de beaucoup le minéral le plus commun et le plus important qui ait été formé postérieurement à la consolidation de la roche. Elle est parfois fibreuse. Quand le pyroxène a des macles, la hornblende est elle-même maclée. Sa couleur est d'un vert sombre, tant en masse qu'en lame mince, avec un pléochroïsme fort, mais variable :

n_g = vert,	vert bleuâtre sombre.
n_m = vert jaunâtre,	vert.
n_p = jaune,	jaune verdâtre.

L'absorption est : $n_g > n_m > n_p$.

La biréfringence est notable avec :

$$n_g - n_m = 0.008$$
$$n_m - n_p = 0.015$$
$$n_g - n_p = 0.023$$

Digitized by Google

La hornblende est optiquement négative et l'angle aigu des axes optiques déduit de la mesure de $2d$ donne : 2E = 74° environ.

L'angle maximum d'extinction dans la zone verticale est d'au moins 18°.

La hornblende renferme des inclusions de menus cristaux d'apatite entourés d'auréoles vertes marquées. Elle s'altère rarement à la chlorite.

L'*actinote* est rare en fibres ou en lamelles très fines. Comme la hornblende, elle est un produit de décomposition, mais elle se forme à quelque distance des masses d'augite. Elle a une couleur vert pâle avec un faible pléochroïsme.

n_g = vert pâle
n_m = vert jaunâtre
n_p = jaune (verdâtre)

L'absorption est $n_g > n_m > n_p$.

Fig. 15. — Cavités dans l'apatite du gabbro à orthose (1797) de Duluth. A. Trois ellipses avec un centre commun. B. Cavité avec une bordure double due au liquide qu'elle renferme. C. Deux cavités liées par un canal courbe.

La biréfringence est presque la même que celle de la hornblende et $n_g - n_p = 0.022$ au moins. L'angle d'extinction maximum dans la zone verticale atteint 10°.

Le *clinochlore* est le terme ultime de la transformation de l'augite. Il est très rare dans les préparations étudiées.

L'*hématite* est extrêmement abondante, mais elle est presque localisée dans l'orthose. Elle se trouve sous forme de lamelles et particules très petites qui sont rouges en lumière transmise aussi bien qu'en lumière réfléchie.

La *calcite*, l'*épidote*, le *sphène* et le *quartz* sont des minéraux secondaires peu abondants dans cette roche.

Le sphène dérive probablement de la magnétite. Il se rencontre sous forme de grains irréguliers sans aucun clivage. L'angle des axes optiques (2E) est d'environ 40°.

La *composition chimique* du gabbro à orthose montre que la roche est riche en acide titanique, qu'il faut attribuer principalement à la magnétite. La magnésie est en faible quantité. L'acide phosphorique est abondant. Le potassium appartient à l'orthose, tandis que les quantités relatives de chaux et de soude montrent que le labrador dominant est le feldspath. L'analyse de Streng (II) est donnée ici pour comparaison :

Digitized by Google

	I	II	III
SiO_2	52.48	49.15	45.65
TiO_2	1.26	0.18	1.66
Al_2O_3	15.47	21.90	15.26
Fe_2O_3	5.14	6.60	6.71
FeO	9.25	4.54	13.81
MnO	0.51	—	0.71
MgO	2.55	3.03	2.95
CaO	7.27	8.22	6.33
Na_2O	3.26	3.83	3.09
K_2O	1.75	1.61	1.05
H_2O	1.24	1.92	2.29
P_2O_5	0.29	0.33	0.25
	100.47	100.80	99.70
Densité	2.81 à 2.84		2.84 à 2.86

I. Gabbro à orthose (1797), riche en orthose, de Duluth, Minn., pas de BaO, ni SrO ; F non déterminé.

II. « Gabbro à hornblende » de Duluth, Minn., par A. Streng : *Neues Jahrb. f. Miner.*, etc. 1877. p. 117. MnO et F non déterminés. TiO_2 et P_2O_5 déterminés séparément, et ne sont pas renfermés dans le total.

III. Gabbro à orthose (1797), riche en hornblende, de Duluth, Minn.; pas de BaO, ni SrO ; F non déterminé.

On voit par sa composition minéralogique et chimique que cette roche est, dans une certaine mesure, comparable à la monzonite. Elle en possède quelques caractères, tel que pauvreté en magnésie, richesse en chaux, dont il existe un excès, et proportion relativement élevée des alcalis; cependant ils sont en moindres quantités que dans la monzonite, et la soude domine toujours sur la potasse malgré la présence de l'orthose; alors que l'inverse a lieu dans la monzonite typique.

La roche étudiée ici constitue donc un terme de passage de la famille des gabbros à celle de la monzonite et non une monzonite proprement dite, et c'est ce qui m'a engagé à lui conserver le nom sous lequel elle a été désignée jusqu'à présent.

Genèse. — En terminant, il y a lieu de discuter les raisons pour lesquelles l'orthose se présente dans cette roche comme un véritable minéral de corrosion par rapport aux plagioclases et autres éléments.

Il vient à l'esprit plusieurs explications possibles :

1°. Introduction de l'orthose par voie aqueuse postérieurement à la consolidation de la roche. Cette théorie expliquerait très bien l'abondance de l'hématite et autres produits d'altération dans la roche, mais elle se heurte à l'impossibilité d'expliquer la constance de la proportion de l'orthose dans un aussi grand massif. Elle est donc à rejeter.

Digitized by Google

2°. Production de l'orthose par actions métamorphiques exomorphes exercées par les nombreux filons de roches à orthose (syénites augitiques, etc.), qui traversent la roche qui nous occupe.

Cette théorie expliquerait très bien les corrosions qu'ont subies les anciens éléments de la roche, notamment le feldspath, et l'apatite ; elle expliquerait les modifications qu'a subies le pyroxène ; mais la même difficulté se présente que pour le cas précédent ; et de plus, si des phénomènes du genre de celui-ci sont communs dans les enclaves des roches volcaniques, on ne voit guère la possibilité de leur existence, et de leur constance dans d'aussi grands massifs.

3°. La dernière hypothèse et la plus vraisemblable, consiste à admettre que l'orthose est un élément normal du magma, cristallisé directement dans celui-ci. La corrosion qu'il fait subir aux éléments plus anciens que lui sont de l'ordre de ceux que l'on observe dans les phénocristaux des roches volcaniques quand ceux-ci ont une composition différente de celle du magma de second temps, de l'ordre de celles que l'on voit souvent dans les plagioclases zonés des roches de profondeur endomorphisées, etc.

Quant à la cause des différences de composition que présente ce gabbro à orthose et les autres types de gabbros décrits dans ce mémoire, les études sur le terrain permettront peut-être de voir si elle n'est pas en relation avec la position de cette roche à l'une des extrémités de la région gabbroïque, et de rechercher si elle n'est pas liée à la nature des roches plus anciennes au contact desquelles elle se trouve.

Digitized by Google

CHAPITRE VIII

Norite à cordiérite

Le terme de norite a été proposé par Esmark[1] en 1838 pour désigner certaines roches qui forment de grands gisements en Norvège. Elles consistent essentiellement en plagioclase et en hornblende, avec ou sans diallage ou hypersthène accessoires. Néanmoins, dans l'usage courant, le mot norite signifie une roche grenue holocristalline, composée essentiellement d'un feldspath plagioclase et d'un pyroxène rhombique : c'est dans ce sens que je l'emploie dans cette étude.

La norite typique ne diffère donc du gabbro normal que par le remplacement du pyroxène monoclinique par un pyroxène rhombique.

La norite que je vais étudier provient d'une faible distance au nord-ouest du lac Snowbank (sec. 15, T. 63-9). C'est l'extrémité nord de la région du gabbro, où elle est en contact avec les « greenstones » clastiques de l'Archéen. De plus, ce type de roche est commun sur la ligne nord de contact de la masse de gabbro avec les schistes plus anciens et on ne le trouve jamais hors de la zone de contact. Il a été appelé *muscovadite*[2], ou dernièrement *norite à biotite* par le *Survey* du Minnesota.

D'habitude, cette roche est très dense, finement grenue et présente peu de signes de schistosité. En même temps, elle se trouve parfois en couches de grandes dimensions, nettement inclinées : elles sont associées à des « greenstones » (Keewatin) d'origine probablement sédimentaire. L'inclinaison de ces masses de norite suit toujours la direction du plan de contact entre le gabbro et les sédiments du Keewatin plus anciens. Elle est presque horizontale et s'étend du nord-est au sud-ouest. Ces masses se trouvent communément sur un grand nombre de points différents de l'extrémité nord de la région du gabbro, par exemple : aux lacs Gunflint, Birch, Gabimichigama, Disappointment, près du lac Little Saganaga, etc.

La transition du gabbro ordinaire à la muscovadite, a été décrite à

1. Esmark : *Magas. f. Naturvid.* 1838, I. p. 207. Ref. Zirkel: *Petrog.* 1894. II. p. 785.
2. Nom qui dérive du mot espagnol *muscovado* (sucre brun) à cause de la couleur brune des surfaces qui ont subi l'altération due aux agents atmosphériques.

Digitized by Google

plusieurs reprises, comme celle qui va du schiste micacé à la muscovadite. Elle peut s'observer sur le terrain et, dans les deux cas, les changements sont tout à fait graduels.

Le type que j'étudie forme une partie du gabbro altéré plutôt que du schiste métamorphisé. Il est intéressant de noter que les roches pœcilitiques et grenues analogues (contiennent-elles de la cordiérite?) ont été considérées par M. H. P. Cushing comme des phases de contact du gabbro dans les Adirondacks de l'État de New-York.

La couleur de la roche sur les surfaces fraîches est le gris sombre, parfois elle est faiblement verdâtre. Sur ces surfaces, les lamelles brillantes de biotite tranchent sur la pâte cristalline finement grenue. Parfois on peut voir un minéral vert jaunâtre. La roche fraîche est remarquablement dure et tenace. Exposée à l'altération, elle devient brun jaunâtre, allant jusqu'au brun vert sombre, par l'oxydation du fer. En même temps, sa densité diminue à un degré remarquable et la roche devient souvent si molle qu'elle peut être facilement réduite en poussière à l'aide d'un marteau.

Au microscope, la *structure* est finement grenue et pœcilitique (Voir planche V, fig. 1). La dernière structure se voit surtout dans les rapports qui existent entre la biotite et la cordiérite. Entre les nicols croisés on voit que toutes deux, ainsi que la bronzite, sont entourées de grands grains de quartz, qui sont pœcilitiques dans leurs rapports avec les autres minéraux, mais xénomorphes l'un par rapport à l'autre. Le feldspath est si rare qu'il n'a que peu d'effet sur la structure de la roche en général; les quatre minéraux communs sont la *cordiérite*, la *bronzite*, la *biotite* et le *quartz*. La cordiérite est le plus ancien de ceux-ci et ses grains innombrables sont renfermés par les trois autres minéraux. La bronzite est plus ancienne que la biotite et le quartz, et, tout en renfermant des grains de cordiérite, elle est souvent elle-même entourée de biotite ou de quartz. La biotite est toujours formée avant le quartz et souvent elle est entourée par lui.

Les minéraux accessoires de la roche sont l'enstatite, la magnétite, la pyrite, l'apatite, le zircon, la staurotide[1], et plus rarement l'épidote et le spinelle. Les seuls produits d'altération observés sont l'anthophyllite, la muscovite et un minéral indéterminé.

Le *plagioclase* qui domine dans la norite à cordiérite est un peu plus acide que le labrador du gabbro normal. Il est à l'état de grains bien petits et pas abondants; les contours géométriques manquent complètement. On y voit les macles de l'albite et de la péricline. La bissectrice aiguë est n_g. L'angle des axes optiques est grand. L'extinction dans les sections Sn_g est de 19° à 22°; dans les sections Tn_p, elle est de 63° à 64°. L'extinc-

[1] Renferme des inclusions de graphite.

Digitized by Google

tion maximum de la zone de symétrie de la macle de l'albite dépasse 30°; celle perpendiculaire à l'un des axes optiques est un peu variable, allant de 38° à 41°; celle des clivages parallèles à $p(001)$ est de — 5° à — 6°, celle des clivages parallèles à $g^1(010)$ est de — 20° à — 22°. La composition de ce *labrador* se rapproche donc de Ab_1An_1.

Le feldspath est plus rarement un peu plus acide et se rapporte à l'*andésine* dont la composition est Ab_3An_2 environ. L'extinction perpendiculaire à n_g est alors 10° environ, celle perpendiculaire à n_p va de 66° à 69°. Dans les fragments de clivage parallèles à $p(001)$ l'extinction est sensiblement parallèle; l'extinction parallèle à $g^1(010)$ est de — 9° environ.

Le plagioclase montre très rarement une structure zonaire; les extinctions ondulées se présentent dans quelques cas.

Les inclusions du feldspath sont rares (inclusions liquides et inclusions solides).

La *bronzite* et *l'enstatite* existent toutes deux dans cette roche, bien que la première domine de beaucoup dans les préparations étudiées. Elles se trouvent en grains arrondis, montrant parfois une tendance à prendre la forme de cristaux, mais elles ont des angles toujours arrondis. Les clivages prismatiques sont grossiers et interrompus; en lames minces n'ayant pas plus de $0^m.003$ d'épaisseur, l'enstatite est absolument incolore; la bronzite est généralement incolore, mais parfois elle se nuance d'un vert jaunâtre très pâle avec un pléochroïsme très faible:

n_g = vert pâle
n_m = vert jaune pâle
n_p = jaune pâle ou incolore

L'absorption est $n_g > n_m > n_p$.

La réfringence est très forte, mais la biréfringence est faible, ainsi:

	Bronzite		Enstatite	
$n_g - n_m$ =	0.004	au moins	0.005	au moins
$n_m - n_p$ =	0.007	id.	0.003	id.
$n_g - n_p$ =	0.012	id.	0.008	id.

Le pyroxène le plus fréquent (la bronzite de la roche) est optiquement négatif. On devrait donc l'appeler hypersthène, si sa couleur très pâle ne faisait voir qu'il est très pauvre en fer. L'enstatite au contraire est optiquement positive. Toutes deux ont de grands angles des axes optiques.

Les pyroxènes rhombiques renferment beaucoup d'inclusions liquides qui sont parfois très marquées. Ils renferment plus rarement des

Digitized by Google

grains et des aiguilles de magnétite. Enfin, ils contiennent parfois des plages de cordiérite et des petites lamelles de biotite. Ils s'altèrent en anthophyllite (voir plus loin).

La *biotite* est abondante. Jamais elle ne présente de contours cristallins, mais elle englobe de nombreux grains des minéraux de la roche (structure pœcilitique). Elle possède un clivage parfait, parallèle à la base, et dans les sections parallèles à la base, le pléochroïsme est rarement perceptible ; dans d'autres sections il est fort :

$$n_g = \text{brun clair}$$
$$n_m = \text{brun rougeâtre}$$
$$n_p = \text{jaune pâle}$$

L'absorption est $n_m > n_g > n_p$, mais n_m et n_g sont presque égaux.

La réfringence est forte et la biréfringence est très forte :

$$n_g - n_p = 0.050 \text{ au moins}$$

Ce minéral est négatif et souvent presque uniaxe, mais parfois 2E atteint 5° à 6° (mesuré par $2d$).

On n'a obtenu aucune figure de percussion, mais les fragments de clivage parallèles à la base, isolés de la poudre de la roche présentent fréquemment un plan de séparation qui doit être parallèle à $g^1(010)$, et on rencontre parfois des hexagones presque complets, à cause de la présence des plans de séparation probablement parallèles à $b^1/_2(\bar{1}11)$. Des examens nombreux montrent que le plan des axes optiques est toujours perpendiculaire au plan de séparation le plus facile $g^1(010)$; ce mica appartient donc à la variété *anomite*.

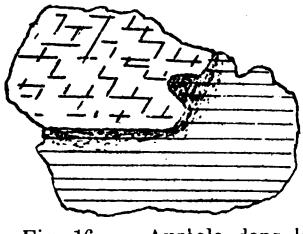


Fig. 16. — Auréole dans la biotite le long du contact entre la biotite et l'enstatite dans la norite à cordiérite (983). × 100.

L'anomite renferme des grains de cordiérite arrondis (qui présentent parfois une macle caractéristique), et de petites plages de bronzite. Elle renferme plus rarement des cristaux et des aiguilles de magnétite, des grains de pyrite, des cristaux d'apatite et de zircon. Autour de ces deux derniers se développent habituellement des auréoles pléochroïques verdâtres, qui sont spécialement intenses autour du zircon. Une très remarquable auréole est représentée dans la figure 16. Elle se développe dans la biotite le long de son contact avec l'enstatite. Beaucoup d'autres contacts semblables ne présentent aucun signe d'auréole, et on n'a remarqué l'auréole que dans deux cas.

La *cordiérite* est fréquente dans la norite, mais étant incolore et dépourvue d'auréoles pléochroïques sa détermination définitive présente des difficultés considérables. Comme elle n'a jamais été observée dans

Digitized by Google

les roches ignées grenues de la série labradorique, elle mérite une attention spéciale. Les contours cristallins sont communs, mais les angles sont toujours arrondis et les grains dépourvus de formes géométriques sont abondants. Les faces observées sont : $p(001)$, $h^1(100)$, $g^1(010)$, $b^1/_2(111)$, et celles de ses macles : $m(110)$ et $g^2(130)$.

Les clivages sont très rares, s'ils ne sont entièrement absents. Cette cordiérite sous le rapport de la couleur et de la transparence, est entièrement comparable au quartz. La réfringence est faible mais dans cette roche :

$$n_m \text{ Cordiérite} > n_p \text{ quartz}$$
$$n_g \text{ Cordiérite} < n_m \text{ labrador}$$

La biréfringence est un peu plus élevée que celle du quartz et donne un jaune pâle comme couleur maximum entre les nicols croisés. Le minéral est optiquement négatif et l'angle des axes optiques autour de n_p est très grand. L'allongement des cristaux est négatif et l'extinction parallèle.

Le seul moyen pratique pour établir la détermination d'une façon certaine est de rechercher avec un fort objectif la macle caractéristique du minéral.

Il y a deux types de macles : dans toutes deux l'axe vertical est l'axe de macle, autour duquel la rotation est de 60°. Dans la première, la face d'association est $m(110)$ et dans la seconde, elle est $g^2(130)$. Les deux types quand ils se répètent, produisent des formes pseudohexagonales. Elles peuvent aussi par interpénétration donner naissance à des bandes polysynthétiques très semblables à celles des feldspaths. On peut voir ces bandes dans les préparations parallèles à $p(001)$ et en sections parallèles à $g^1(010)$ et $h^1(100)$ et à l'axe vertical. Dans les premières elles présentent une extinction symétrique de 30° ; dans les secondes elles s'éteignent ensemble, parallèlement à la ligne de la macle, mais elles ont une biréfringence différente.

Une préparation parallèle à $p(001)$ montrant l'un ou l'autre type de macle, suffit pour distinguer la cordiérite de tous les autres minéraux y compris les feldspaths, car, dans la cordiérite, chaque individu de la macle sera strictement perpendiculaire à n_p et l'extinction symétrique sera de 30° rapportée à la ligne de macle, tandis que parmi les feldspaths les seuls qui puissent présenter n_p sensiblement perpendiculaire dans chaque individu sont l'oligoclase et l'oligoclase-andésine, dans lesquels l'extinction symétrique de chaque côté de la ligne de macle ne peut dépasser 7° ou 8°.

L'orientation optique du premier type de macle se voit dans la figure 17, tandis que la figure 18 nous montre le second type, aussi bien que les macles par interpénétration.

Digitized by Google

Les deux figures ont été exécutées au moyen d'une chambre claire et proviennent de lames minces de la norite à cordiérite (983).

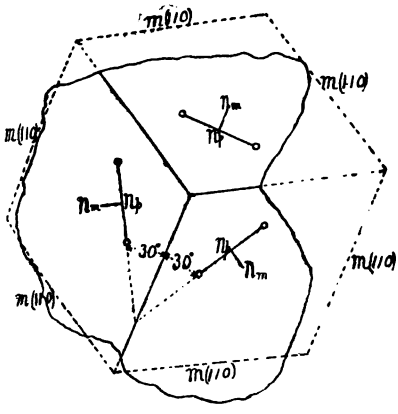


Fig. 17: Macle de la cordiérite : premier type. Dans la figure on a mis en lignes (pleines) les parties destinées à la chambre claire d'une préparation de la norite à cordiérite (983). × 300.

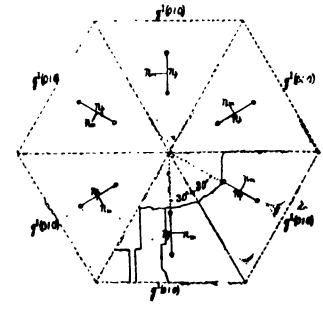


Fig. 18: Macle de la cordiérite: second type. On a mis en lignes (pleines) les parties dessinées à la chambre claire, d'une préparation de la norite à cordiérite (983) On voit la transformation de la macle par la pénétration mutuelle des individus. × 150.

Quand on rencontre des contours cristallins, on peut distinguer la cordiérite des autres minéraux incolores, excepté certains oligoclases (qu'on ne trouve point dans la norite), dans les préparations perpendiculaires à n_g, la bissectrice obtuse, par l'angle des axes optiques qui est très grand, et par l'extinction qui est parallèle. De telles préparations sont rectangulaires avec des angles arrondis et un allongement négatif.

La cordiérite renferme des inclusions liquides sphériques et aciculaires, et aussi des particules de magnétite qui sont presque toujours entourées d'une très mince couche de spinelle vert. Mais les inclusions les plus caractéristiques, qui, lorsqu'elles se rencontrent, servent à identifier la cordiérite, sont des prismes petits et courts de staurolite.

Elle servent aussi à montrer l'orientation des grains irréguliers de cordiérite, puisque les axes verticaux des deux minéraux sont presque toujours parallèles[1]. En dépit de ces nombreuses inclusions, la cordiérite ne présente pas trace des auréoles pléochroïques qu'on trouve si souvent dans ce minéral.

Le *quartz* se rencontre en plages grenues englobant la cordiérite, la biotite et la bronzite (structure pœcilitique). Il n'a point de contours cristallographiques ni de clivages. Il renferme de petites inclusions liquides et solides.

La *magnétite* se présente habituellement sous la forme de tout petits

1. Voir plus loin pour plus de détails.

Digitized by Google

grains arrondis, distribués en grande quantité, mais d'une manière éparse. Elle se rencontre aussi en poussière fine. Le contour cristallin est très rare et parfois les grains ne sont pas assez grands pour donner les reflets bleu noir caractéristiques. Le minéral est souvent entouré d'une mince couche de spinelle vert.

La *pyrite* est presque toujours xénomorphe. Parfois elle est aussi abondante que la magnétite.

La *staurotide* se trouve en prismes d'une extrême petitesse souvent presque aussi colorés que la biotite. La forme cristalline est bien développée, et les contours sont d'habitude rectangulaires.

Les faces observées sont : $p(001)$, $g^1(010)$, $h^1(100)$ et plus rarement $a^1(101)$ et [$m(110)$ (?)]. On ne trouve ni macle, ni clivage. La couleur est un jaune d'or avec un pléochroïsme distinct :

n_g = jaune d'or foncé
n_m = jaune
n_p = jaune pâle ou incolore.

La formule d'absorption est donc : $n_g > n_m > n_p$.

La réfringence est très forte et la biréfringence faible, ne donnant qu'un blanc et un jaune très pâle. L'allongement est positif avec extinction parallèle.

On trouve rarement des inclusions ; elles sont si petites qu'elles échappent à une détermination précise. Elles sont d'un gris noir et terreuses. Leurs contours sont entièrement irréguliers (probablement *graphite*).

On n'a trouvé la staurotide que sous forme d'inclusions dans la cordiérite où elle possède presque toujours une orientation définie. L'allongement des deux minéraux est parallèle, mais a des signes contraires, car n_g de la staurotide est parallèle à n_p de la cordiérite. Tandis que les plans des axes optiques des deux minéraux sont compris dans les zones d'allongement, ils sont perpendiculaires l'un à l'autre et n_p de la staurotide est parallèle à n_m de la cordiérite. Ainsi les préparations de la zone verticale qui présentent la biréfringence maximum ($n_g - n_p$) de la staurolite ne présentent qu'une biréfringence moyenne de la cordiérite, et *vice versa*. Ce rapport est présenté à la figure 19.

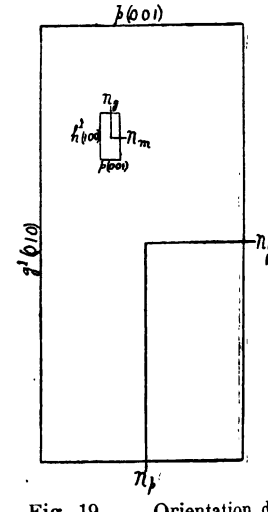


Fig. 19. — Orientation de la staurotide dans la cordiérite, de la norite à cordiérite (983). La figure présente la face $g^1(010)$ de la staurotide, et la face $h^1(100)$ de la cordiérite. × 250.

On rencontre aussi des prismes de staurotide avec une orientation tout à fait quelconque.

Digitized by Google

Le *zircon* forme des cristaux rectangulaires bien définis. On a vu qu'il produit des auréoles vert intense dans l'anomite, beaucoup plus faible dans l'anthophyllite. On ne l'a point rencontré dans la cordiérite.

L'*apatite* se trouve en cristaux aciculaires très petits, terminés par leur base par un plan ou une pyramide aiguë. Le minéral est nettement biaxe, quoiqu'on n'ait pu mesurer l'angle des axes optiques, qui est, du reste, très petit.

L'apatite renferme parfois des inclusions liquides. Elle produit des auréoles verdâtres dans la biotite, mais elles ne sont pas aussi intenses que celles dues au zircon.

L'*épidote* est très rare, elle se trouve en cristaux irréguliers avec des clivages marqués et des grains informes. Elle est presque incolore avec une réfringence distinctement plus forte que celle de l'anthophyllite. La biréfringence est variable, même dans un seul cristal, mais le maximum est $n_g - n_p = 0.036$ au moins.

Le *spinelle* n'a été observé que comme une très mince enveloppe de la magnétite, spécialement quand celle-ci est renfermée dans la cordiérite. Il est d'un vert très sombre, souvent opaque et tout à fait isotrope (probablement *pléonaste*).

L'*anthophyllite* se présente en fibres ou en minces lamelles comme un produit d'altération de la bronzite. Tous les stades de ce changement se rencontrent depuis la bronzite intacte jusqu'à l'amphibole fibreuse. L'altération commence d'habitude sur les bords et suit en général les lignes de clivage, en se développant surtout dans une direction parallèle aux fibres. Les deux minéraux ont d'habitude une orientation parallèle et une extinction simultanée. L'anthophyllite se distingue aisément du pyroxène rhombique par sa biréfringence, qui est plus forte et donne des couleurs bleues brillantes.

$$n_g - n_m = 0.013 \text{ au moins}$$
$$n_g - n_p = 0.023 \text{ au moins}$$

La réfringence est toujours plus faible que celle de la biotite. L'anthophyllite est biaxe et positive avec un grand angle des axes optiques. La direction des fibres est positive.

Le minéral est à peine coloré dans les lames minces et son pléochroïsme est très faible :

n_g = vert pâle
n_m = vert jaune pâle
n_p = vert jaune pâle

L'absorption est $n_g > n_m = n_p$.

L'anthophyllite présente des auréoles pléochroïques assez faibles autour des inclusions de zircon.

Digitized by Google

La *muscovite* est très rare. Elle se présente en lamelles microscopiques comme un produit d'altération.

On trouve encore un autre produit d'altération le long des fractures de la roche, sous forme de fibres très fines et très serrées.

La couleur varie du jaune clair au rouge orange, sans pléochroïsme sensible. La réfringence est distinctement plus forte que celle du plagioclase et plus faible que celle de la biotite. La biréfringence est d'au moins 0.010 et peut-être bien plus grande, puisque ce minéral est rarement aussi épais que la préparation. Il est positif et uniaxe, ou plus probablement biaxe avec un angle des axes optiques très petit. L'allongement des fibres est positif avec extinction presque parallèle. Le minéral se rencontre aussi sous forme de grains arrondis et de masses irrégulières. Il n'est pas sensiblement attaqué par HCl ou H_2SO_4 et en conséquence, le minéral reste indéterminé.

Composition chimique de la roche. — La composition chimique de la norite à cordiérite décèle une grande quantité de fer et d'alumine et peu de chaux. J'ajoute, pour servir de comparaison, deux analyses des norites à cordiérite, décrites par M. le professeur Lacroix. On trouvera une discussion de mon analyse au chapitre X.

La quatrième analyse représente une roche du Minnesota, qui peut être considérée, si on le veut bien, comme un terme intermédiaire entre le gabbro normal et la norite, étudiée dans ce mémoire. Elle est moins acide et moins fortement alumineuse. D'un autre côté, elle est plus riche en fer et renferme une bien plus grande quantité de magnésie. Un trait caractéristique de cette analyse, qui indique des conditions d'origine particulières, est le renversement complet de la proportion qui existe ordinairement entre le sodium et le potassium. L'excès très considérable d'alumine, qui ne s'explique qu'en partie par la présence de la biotite, fait penser que la cordiérite ne fut probablement pas remarqué lors de l'examen optique de la roche.

	I	II	III	IV
SiO_2	52.84	58.30	51.30	46.96
TiO_2	traces	—	—	0.62
Al_2O_3	23.62	22.55	25.20	14.13
Fe_2O_3	0.65	2.24	2.91	0.76
FeO	10.00	7.13	2.39	14.95
MnO	0.43	—	—	0.93
MgO	3.16	3.90	4.01	15.97
CaO	3.98	1.91	2.50	2.32
NaO	2.64	3.21	3.82	0.35
K_2O	0.67	0.53	0.79	1.68
H_2O	1.87	0.51	0.55	1.33
	99.80	100.34	99.47	100.09
Densité	2.81	2.84	2.88	
	à 2.85	à 2.86		

Digitized by Google

I. Norite à cordiérite du voisinage du lac Snowbank, Minn. Pas de BaO; ni SrO; ZrO_2 et P_2O_5 n'ont point été déterminés.
II. Moyenne de deux analyses de la norite à cordiérite de la tranchée du chemin de fer entre Georges et le Pallet (Loire Inf^re), par MM. Lacroix et Pisani. A. Lacroix: Le Gabbro du Pallet. *Bull. Cart. Geol. France*, n° 67, 1899, p. 23.
III. Norite à cordiérite de la carrière des Prinaux, par A. Lacroix, *ibid.* p. 23.
IV. Gabbro à hypersthène granulitique, décrit par Bayley : *Jour. Geol.* III. p. 1; renferme de l'hypersthène, du diallage, de la biotite, de la magnétite et du plagioclase, mais pauvre en feldspath. Analyse par H. N. Stokes *Bull.* 148. *Geological Survey* des Etats-Unis, renferme aussi 0.06 de NiO, 0,03 de P_2O_5, et trace de Cr_2O_3.

J'ai noté que le changement du gabbro en muscovadite a lieu par degrés absolument imperceptibles. Mais les deux types extrêmes sont radicalement différents. Au lieu de la structure grenue grossière du gabbro, on voit une structure très-finement grenue pœcilitique dans la muscovadite-norite. Le gabbro, facile à briser suivant des plans irréguliers, se transforme en une roche dense et fine et tenace au point de n'être brisée qu'avec une grande difficulté. La forme massive de la structure du gabbro est remplacée par un rubanement plus ou moins évident, ce caractère devenant plus prononcé quand la distance du gabbro normal s'accroît. En passant du gabbro à la norite la roche devient plus sombre.

Ces distinctions extérieures s'accompagnent de différences bien plus importantes dans la composition chimique et minéralogique. Le minéral le plus important et le plus abondant du gabbro est le plagioclase. Dans la muscovadite, il devient parfois si peu commun qu'il ne peut guère être considéré que comme un élément accessoire. En même temps, il est souvent plus acide. L'olivine qui abonde souvent dans le gabbro, manque entièrement dans la norite, tandis que l'augite du gabbro est remplacée par les pyroxènes ferromagnésiens et orthorhombiques. Cette transformation minéralogique indique naturellement une teneur plus faible en chaux du magma, ce qui est vérifié par l'analyse chimique.

Mais, en outre, divers minéraux nouveaux apparaissent. La biotite ne se trouve dans le gabbro que comme résultat de l'altération fréquente du type mésogène. Dans la norite au contraire, elle est un des minéraux primaires communs; elle est une conséquence de la présence d'une certaine quantité de potasse et d'alumine non combinées à l'état de feldspath. En effet, la proportion de potasse est nettement plus élevée dans la norite que dans le gabbro, tandis que l'excès d'alumine est très marqué. On ne peut douter que la biotite ne soit d'origine primaire puisqu'elle est souvent entourée de quartz dérivant évidemment d'une façon directe du magma. Ce dernier minéral fournit un autre trait distinctif ; il est inconnu comme minéral primaire (il est rare comme produit secondaire) dans le gabbro normal. Mais le plus intéressant des minéraux spéciaux est la cordiérite, qui est remarquablement abondante dans la roche. Sa présence n'est pas seulement significative et intéres-

Digitized by Google

sante, mais elle est entièrement exceptionnelle tant au point de vue minéralogique qu'au point de vue pétrographique. En effet, il y a quelques mois ce minéral, si abondant dans certains granites et dans certaines roches métamorphiques, était inconnu dans les roches basiques grenues ; il n'y avait que deux où trois gisements connus[1] dans toute la série des roches basiques ignées dans lequel le minéral n'était pas à l'état d'enclaves enallogènes.

Le seul gisement connu de roches basiques grenues à cordiérite a été décrit par M. A. Lacroix dans son mémoire intitulé " Le Gabbro du Pallet " (*Bull. Carte Géol. France, n° 67, 1899*). La cordiérite se trouve dans ce gisement dans des conditions très semblables à celles décrites plus haut, c'est-à-dire qu'on la trouve dans une norite composée essentiellement d'hypersthène, de biotite, d'andésine (souvent avec de l'oligoclase), de magnétite, de cordiérite, et de pyrrhotite, avec fréquemment du quartz, et du grenat. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le graphite, le zircon, le spinelle, la sillimanite et la staurotide (?). La cordiérite est souvent très abondante et d'habitude elle est accompagnée de grenat et de spinelle. A l'occasion, elle est entièrement dépourvue d'inclusions et de macle, mais plus souvent celles-ci s'y trouvent et alors on voit des auréoles pléochroïques autour des inclusions du zircon.

M. A. Lacroix a montré que la norite à cordiérite du Pallet est le résultat de l'absorption par un gabbro d'un schiste alumineux. Il le démontre non seulement par une étude minéralogique et chimique, mais aussi par la description des conditions des gisements de ces roches.

Il faut noter plusieurs distinctions entre la norite à cordiérite du Pallet et celle du Minnesota. La première et la plus importante consiste en ce que le type du Minnesota est plus basique, puisqu'il est un type acide de la série labradorique, tandis que celui du Pallet est un type acide de la série andésitique. En effet, dans le premier la chaux est notablement en excès sur la soude, tandis que dans l'autre c'est l'opposé qui alieu. La roche du Minnesota est donc la plus basique, décrite jusqu'à présent, qui renferme de la cordiérite issue primairement du magma, puisque les deux ou trois autres gisements décrits sont relativement très potassiques et acides. Elle renferme de la bronzite et de l'enstatite au lieu de l'hypersthène qu'on trouve dans la roche du Pallet, bien que la composition chimique présente une quantité un peu moindre de

1. Ces gisements sont : la kersantite de Michaelstein, dans le Hartz, décrite par M. Max Koch : *Jahrb. k. preuss geol. Landesant, Berlin.*, 1887, p. 44. — La cordiérite vitrophyrite provenant du voisinage d'Harrismith (Etat libre d'Orange), décrite par M. Molengraaf : *N. Jahrb. f. Miner. etc.* I. 1894, p. 794.; et MM. A. Lacroix. (*Les Enclaves des Roches Volcaniques*). Prohaska (*Sitzb. k. Akad. Wissensch, Vienne.* 1894, XVIII.), et Zirkel (*Neues Jahrb. f. Min. etc.* 1891, p. 109), ont décrit la cordiérite produite dans les grès enclavés dans les roches basaltiques, ou en contact avec ces derniers.

Digitized by Google

magnésie et beaucoup plus de fer. La biotite de la roche du Minnesota est l'anomite qui est un type assez rare, tandis que le mica de celui du Pallet est la biotite normale. On n'a point trouvé de grenat et de sillimanite dans la norite à cordiérite du Minnesota. Enfin, l'hyperthène des gabbros et des norites du Pallet donne, par amphibolisation une amphibole monoclinique, la cummingtonite, tandis que la bronzite du Minnesota par le même procédé se change en amphibole rhombique, l'anthophyllite. Cette transformation est très semblable à celle qu'a décrite M. A. Lacroix dans la norite d'Arvieu (Aveyron), mais il y a cette différence que le pyroxène primordial du dernier gisement est l'hypersthène négatif au lieu de la bronzite positive de la roche américaine.

On sait que la cordiérite contient souvent des auréoles pléochroïques autour de très petits cristaux de zircon. On trouve des auréoles de ce genre dans la norite à cordiérite du Pallet. Dans le type du Minnesota, le zircon produit des auréoles dans l'anomite, mais on ne l'a point vu jusqu'ici entouré par la cordiérite qui est entièrement dépourvue d'auréoles.

Au point de vue de l'origine, je considère la norite à cordiérite comme une forme endomorphe du gabbro de la région. C'est ce que démontrent les rapports géologiques de ces deux roches, mais cela ne ressort pas moins de la composition minéralogique et chimique. L'excès d'alumine, qui a donné naissance à la cordiérite et à la biotite, démontre bien plutôt l'origine du contact, puisqu'un tel excès n'a été trouvé jusqu'à présent dans les roches basiques que lorsqu'elles sont endomorphisées. La cordiérite qui en est la conséquence est, comme je l'ai dit plus haut, un minéral dont la présence dans les roches basiques est tout à fait exceptionnelle.

Finalement, la staurotide et le spinelle abondent spécialement dans les régions de contact, et dans la série métamorphique. L'existence du premier de ces minéraux est à cet égard particulièrement significative.

Le graphite englobé dans la staurotide est également un minéral à ajouter à la liste de ces produits de contact.

La présence du quartz est le signe d'une acidité du magma qui ne peut guère se produire au bord de la masse par différentiation.

1. La cordiérite décrite par M. Max Koch renferme des phénocristaux d'anomite.

2. A. Lacroix. *Minéralogie de la France*, I, p. 558.

Digitized by Google

CHAPITRE IX

Gabbro quartzifère.

Le type de cette roche anormale vient du voisinage du lac Little Saganaga, localité située à l'extrémité nord de la région du gabbro.

La roche a des grains qui vont d'une taille moyenne à de grandes dimensions, sa structure est grenue ou porphyroïde, avec parfois des alignements irréguliers des minéraux colorés. Elle est fréquemment décomposée et peut alors être réduite assez facilement en arène. La roche est d'un gris verdâtre pommelé, avec éclat assez brillant. Dans les variétés porphyroïdes, les grands cristaux de plagioclase avec leurs macles polysynthétiques sont d'habitude verdâtres, mais parfois, ils semblent rougeâtres, aucune macle est alors visible, probablement à cause de la décomposition. Le quartz transparent n'est pas très abondant ; les aiguilles d'apatite sont rares. Le minéral vert foncé commun ressemble au pyroxène, mais il est décomposé.

Par altération, le feldspath disparaît le premier, en laissant le quartz et la biotite en relief. La couleur reste sans modifications sensibles.

Structure. — Au microscope, on voit que le feldspath est altéré en une masse sériciteuse, le pyroxène est entièrement transformé en pennine, avec un peu de biotite. Mais la structure est encore bien distincte ; elle est grossièrement granitique avec l'ordre habituel de cristallisation, c'est-à-dire le zircon, l'apatite, le pyroxène, le plagioclase, le quartz. La magnétite est très rare, ou manque peut-être comme minéral primaire. L'olivine était aussi sans doute présente, bien qu'elle soit rare dans la roche fraîche ; elle n'est maintenant représentée que par des masses presque amorphes de bowlingite, qui, néanmoins, gardent la forme de l'olivine primordial, irrégulièrement développée. Celle-ci s'est certainement solidifiée avant le plagioclase et apparemment avant le pyroxène.

Le *quartz* se présente en grandes masses irrégulières qui entourent et cimentent les autres éléments. Parfois l'andésine pénètre le quartz. Les inclusions liquides et gazeuses sont généralement distribuées irrégulièrement. J'ai noté des bulles mobiles.

Le quartz secondaire est commun. Il produit d'habitude des accrois-

Digitized by Google

sements du quartz primaire, en s'orientant exactement sur lui. (Voir planche V, fig. 2.) On le trouve aussi en petites veines et en petites masses d'une orientation quelconque.

L'*andésine* est le seul feldspath qu'on ait trouvé. Elle présente d'habitude de grandes plages xénomorphes avec la macle de l'albite, à laquelle s'ajoutent parfois la macle de péricline et celle de Carlsbad.

L'andésine en masse est verte ou rouge à cause des produits innombrables d'altération. En lames minces, elle est ordinairement très sombre pour la même raison. Ce minéral semble être optiquement positif avec un très fort angle des axes optiques. L'extinction maximum dans la zone perpendiculaire à $g^1(010)$ dépasse 20°. L'extinction dans les lames Sn_g ne paraît pas dépasser 5°, dans celles perpendiculaires à n_p elle est d'environ 65°. Les lames de clivage parallèles à $p(001)$ donnent une extinction d'environ 2°; dans celles parallèles à $g^1(010)$, elle est d'environ 10°. La composition du plagioclase est donc à peu de chose près celle exprimée par Ab_3An_2.

Les produits habituels de l'altération du feldspath sont la calcite et un minéral sériciteux. Plus rarement, on remarque dans l'andésine l'épidote, la pennine, le quartz et l'hématite.

L'*apatite* est ordinairement bien formée et toujours automorphe. Elle est distribuée d'une façon éparse, mais se rencontre sous la forme de cristaux aciculaires assez grands, terminés par le plan basal, ou par une pyramide, ou par les deux formes réunies. Les faces reconnues sont : $p(0001)$, $m(10\bar{1}0)$, $b'(10\bar{1}1)$ et $h'(11\bar{2}0)$.

Parfois les inclusions liquides et gazeuses sont abondantes et ordinairement disposées le long des surfaces, cristallographiques ou courbes.

Le *zircon* se présente en petits cristaux rectangulaires bien formés, qui sont sensiblement incolores en lames minces. Le minéral est assez rare et ne serait peut-être pas remarqué s'il ne produisait des auréoles intenses dans la pennine et la biotite, dans lesquelles il est généralement englobé. Dans ces auréoles, la biréfringence de la chlorite augmente d'environ 0.002 et la réfringence s'accroît aussi. (Voir fig. 20.)

Fig. 20.
Auréole intense dans la pennine autour d'un cristal de zircon, dans le gabbro quartzifère (854 G) du voisinage du lac Snowbank. × 300.

La *biotite* n'est pas abondante. Elle est probablement entièrement secondaire, et à son tour elle s'altère en pennine. Elle se trouve en lamelles minces avec un clivage parfait parallèle à la base. Parfois elle est courbée ou même brisée. Sa dureté est d'environ 2.5. On trouve rarement de la biotite verte.

Digitized by Google

Le pléochroïsme est très fort :

n_g	= brun loutre foncé.	vert foncé.
n_m	= brun loutre.	vert.
n_p	= jaune brun pâle ou jaune clair.	vert pâle.

L'altération en pennine est une décomposition très graduelle qui affecte ordinairement soit la totalité d'une plage, soit la totalité de certaines lamelles à la fois. Le changement se fait d'abord en biotite verte avec biréfringence non diminuée. La couleur se fane très graduellement et en même temps la biréfringence et le pléochroïsme diminuent jusqu'à ce que finalement il en résulte de la pennine. La biotite présente des auréoles pléochroïques autour du zircon, de l'apatite et des aiguilles de rutile.

La *pennine* est l'élément commun ferromagnésien de la roche. Elle dérive probablement en partie directement du pyroxène primaire, dont l'existence est clairement indiquée par la magnétite, qui en se séparant a conservé la trace des clivages prismatiques originaires d'environ 93°. Ceci est bien démontré par la figure 21. La pennine dérive comme on vient de le dire, de la biotite, et en partie, probablement aussi d'une amphibole, provenant elle-même d'un pyroxène.

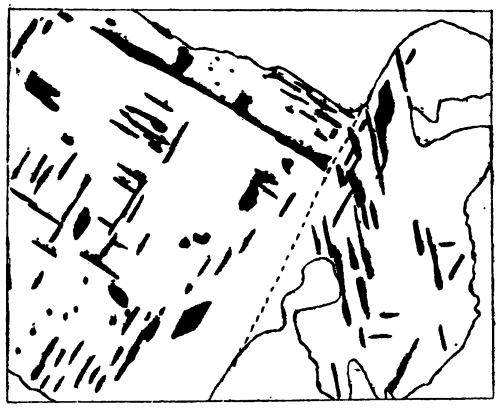


Fig. 21. — Magnétite qui conserve encore la trace des clivages d'un pyroxène, actuellement transformé en pennine dans le gabbro quartzifère (854 G) du voisinage du lac Snowbank. × 60.

La pennine est lamelleuse avec un clivage micacé. La macle parallèle à la base $p(001)$ se rencontre rarement. La couleur et le pléochroïsme varient faiblement d'intensité et ont toujours des nuances vertes avec :

Digitized by Google

	Pennine +	Pennine —
$n_g =$	vert jaune pâle ou incolore	vert.
$n_m =$	vert	vert.
$n_p =$	vert	vert jaune pâle ou incolore.

L'absorption est :

$$\text{Pennine} + : n_g < n_m = n_p$$
$$\text{Pennine} - : n_g = n_m > n_p$$

Ainsi le maximum d'absorption est toujours parallèle au clivage et à l'allongement, puisque la bissectrice est toujours perpendiculaire à la base.

La biréfringence est très faible et les couleurs entre les nicols croisés sont bleuâtre et jaune pâle, à cause de la forte dispersion.

La pennine en lames minces est sensiblement uniaxe et généralement négative, mais aussi parfois positive; les deux variétés se trouvent dans cette roche. L'allongement de la pennine négative commune est positif avec extinction sensiblement parallèle.

Les inclusions sont abondantes. Elles consistent en magnétite, apatite, zircon et rutile. Toutes, sauf la magnétite, déterminent des auréoles, faibles autour des aiguilles de rutile, même quand une masse d'aiguilles multiplie l'intensité. (Voir fig. 22.)

Autour de l'apatite, les auréoles sont plus fortes qu'autour du rutile, mais elles sont sensiblement moins intenses que celles qui entourent le zircon. Dans tous les cas, la biréfringence s'accroît sensiblement, mais dans le cas du rutile, l'accroissement est si faible qu'il échappe à une évaluation même approximative. Autour de l'apatite, il est de 0.001 environ, tandis qu'autour du zircon il est d'au moins 0,002. On peut donc conclure que dans un minéral donné, l'accroissement de la biréfringence dans les auréoles pléochroïques est proportionnel à l'intensité de ces dernières. L'accroissement de la réfringence ne peut être exactement déterminé, mais il suit apparemment la même loi.

Fig. 22. Auréole dans la pennine autour d'une masse d'aiguilles de rutile dans le gabbro quartzifère (854 G) du voisinage du lac Snowbank. × 300.

Le *rutile* se trouve sous la forme des cristaux aciculaires notés plus haut et en petites masses informes d'où des aiguilles s'irradient.

Les aiguilles sont fortement striées, parallèlement à l'axe vertical.

Elles présentent les macles caractéristiques en genou et en cœur. Le rutile est brun avec un faible pléochroïsme :

$n_g =$ violet brun faible
$n_p =$ brun jaunâtre.

Digitized by Google

En lumière réfléchie, les masses d'aiguilles ont une couleur vert pâle mat. L'extrême réfringence donne un relief très marqué.

Le rutile est abondant dans la pennine (voir planche V, fig. 2), et montre que l'un ou les deux minéraux (pyroxène et magnétite[1]) dont la chlorite a été dérivée, étaient riches en acide titanique. On le trouve rarement ailleurs dans la roche.

La *magnétite* se présentait peut-être en petite quantité comme un élément originaire de la roche. Mais elle n'est pas rare comme produit d'altération, étant principalement produit par l'altération du pyroxène originaire, dont les lignes de clivage ont parfois été conservées. (Voir figure 21.)

La *calcite* est abondante dans l'andésine et même dans la pennine. Elle se trouve en masses irrégulières présentant des macles et des clivages parallèles aux faces rhomboédriques.

L'*épidote* se trouve en petits cristaux automorphes irréguliers assez rares.

La *bowlingite* a gardé la forme irrégulière de l'olivine primaire. (Voir fig. 23.) Elle est actuellement presque amorphe et faiblement biréfringente. Le pléochroïsme n'est pas sensible, mais la couleur, en diverses parties, va du jaune brun au vert jaune.

Fig. 23. — Bowlingite amorphe qui conserve toujours la forme très irrégulière de l'olivine originelle dans le gabbro quartzifère (854 G) du voisinage du lac Snowbank. × 60.

Un minéral sériciteux abonde comme produit de décomposition de l'andésine et la composition chimique de la roche me fait penser qu'il s'agit de la paragonite plutôt que de la muscovite. Le minéral est fibreux ou lamelleux avec une réfringence plus forte que celle de l'andésine et une biréfringence d'au moins 0.031 (n_g — n_p). L'allongement est positif avec extinction sensiblement parallèle.

Le principal trait de la *composition chimique* est naturellement la forte teneur en silice; la quantité de titane est très notable, elle existait évidemment à l'origine dans le pyroxène et la magnétite (?); elle se trouve actuellement sous forme du rutile.

1. La pennine dérive de la magnétite par la mésogenèse entre cette dernière et la plagioclase. Mais la biotite se forme plus communément par mésogenèse et à son tour s'altère en pennine.

Digitized by Google

	I
SiO_2	56.60
TiO_2	1.59
Al_2O_3	17.84
Fe_2O_3	2.55
FeO	4.09
MnO	Traces
MgO	3.16
CaO	6.28
Na_2O	4.45
K_2O	0.45
H_2O	3.20
P_2O_5	0.14
	100.35
Densité	2.36 à 2.41

I. Gabbro quartzifère (854 G) du voisinage du lac Little Saganaga. Pas de BaO, ni de SrO en quantité sensible ; F et CO_2 non déterminés.

L'origine de la roche n'est pas aussi claire que celle de la précédente, mais la présence d'une grande quantité de quartz peut faire penser qu'elle est le résultat de l'absorption par le gabbro normal de roches clastiques siliceuses. Elle provient en effet de l'extrémité nord du gisement de gabbro où elle est en contact avec diverses roches plus anciennes ; elle y est associée à la norite.

Digitized by Google

CHAPITRE X

Résumé et Conclusions.

Pétrographie comparative. — Les roches que j'ai étudiées (sauf quelques types aberrants) appartiennent à une même famille pétrographique — celle des gabbros.

La roche que je considère comme représentant le type normal, moyen de cette famille est un composé gris sombre grenu de labrador, de pyroxène et d'olivine, avec plus ou moins de magnétite, et généralement quelques petits cristaux d'apatite. Elle est presque toujours dans un état de conservation remarquable. La texture générale de ses masses vues sur le terrain est très massive, avec parfois seulement une disposition irrégulière en colonnes. La tendance à un rubanement est très rare dans le gabbro normal. Au microscope, il apparaît très grossièrement grenu et offre parfois des passages à une structure ophitique grossière. Les variations que présente cette roche sont, pour conduire aux autres roches de la même famille, de trois types distincts :

1° Variations dues aux conditions de la solidification.

2° Variations dues à une ségrégation, ou une hétérogénéité originaire du magma.

3° Modifications dues au contact avec d'autres roches et à une absorption conséquente d'éléments étrangers.

Le premier type est caractérisé par un changement de structure de la roche, qui de grenue devient grossièrement ophitique et peut se changer en roche ophitique fine, et même renfermer un faible résidu vitreux. Tous ces types de structure présentent des variations porphyroïdes. Ces variations de structure sont indépendantes de la composition minéralogique ou chimique.

Le deuxième type de modification est caractérisé par une différence marquée dans l'abondance relative des minéraux constituants, sans qu'il apparaisse des composants nouveaux. En effet, chimiquement aussi bien que minéralogiquement, ce changement n'est point qualitatif, mais quantitatif, bien que dans les types extrêmes un ou plusieurs des minéraux essentiels du gabbro normal puissent manquer entièrement.

Le troisième type de modification est caractérisé par l'apparition de minéraux nouveaux, et souvent la disparition de quelques-uns des anciens.

Digitized by Google

Mais la nature minéralogique de la roche peut être entièrement transformée, ce qui peut la rendre plus acide, ou plus basique, la rendre fortement alumineuse, ou richement ferrifère. En un mot, ce changement est d'habitude bien plus varié dans ses effets qu'aucun des deux autres, et peut modifier la composition de la roche de la façon la plus complète. Aux points de vue chimique et minéralogique, ce changement peut être qualitatif aussi bien que quantitatif, et d'ordinaire il en est ainsi. Souvent, sinon nécessairement, il s'accompagne d'un changement dans la structure de la roche, qui, de grossièrement grenue devient fréquemment pœcilitique, et d'habitude finement grenue.

Premier type de variation. — Lorsqu'on considère ce genre de variation plus en détail, on trouve que la structure grenue grossière du gabbro à olivine (planche I, fig. 1.) se modifie par degrés insensibles (planche I, fig. 2.) jusqu'à ce qu'elle devienne franchement ophitique (planche II, fig. 2). Une semblable série conduit du *gabbro sans olivine* à la *diabase* qui ne renferme pas d'olivine, et on pourrait probablement la trouver entre les types grenus et ophitiques des autres variétés. Presque tous les auteurs qui ont étudié la région admettent que ces variations sont également imperceptibles et graduelles sur le terrain. Ces changements de structure intime produisent en effet de très faibles changements dans l'apparence extérieure, et on ne la découvre qu'avec difficulté, à moins que la diabase ne devienne porphyrique, ou très fine, comme cela arrive souvent.

Deuxième type de variation. — Le type normal (gabbro à olivine) est composé de parties à peu près égales d'éléments leucokrates (labrador) et d'éléments mélanokrates (pyroxène et olivine). Il présente des variations de deux catégories :

1. Variations sans changement d'équilibre entre les éléments leucokrates et mélanokrates.

Gabbro à olivine	Labrador =	Pyroxène	= 0	— Troctolite.
		Olivine	= 0	— Gabbro normal.

2. Variations avec changement d'équilibre.

Gabbro à olivine	Labrador	= 0	— Péridotite (type mélanokrate).
	Pyroxène, Olivine	= 0	— Anorthosite (type leucokrate).

La réduction du pyroxène et l'augmentation de l'olivine produisent une roche qui diffère du gabbro à olivine par ses caractères extérieurs, en ce qu'elle est plus dense, et d'habitude plus foncée, d'un vert très sombre. Son altération produit une couleur vert rouillé ou brun foncé.

Digitized by Google

Parfois le pyroxène persiste sous forme de bordures étroites autour des autres éléments, et peut même présenter un développement plus parfait. Il renferme alors des grains d'olivine, et peut ainsi présenter la structure pœcilitique. Mais la structure granitoïde l'emporte de beaucoup, avec une grossièreté de grain souvent un peu moindre. La magnétite est rare comme minéral primaire ; une très grande partie du fer de la roche est entrée dans la composition de l'olivine, dont la forte proportion de fer s'affirme par l'abondance de la magnétite secondaire. L'apatite paraît avoir disparu de la roche, mais cette disparition peut être accidentelle, ou seulement locale. Ce type est la *troctolite*.

La réduction de l'olivine et l'augmentation du pyroxène conduisent à une roche plus rare que la troctolite dans notre région, alors que c'est l'inverse qui a lieu d'ordinaire dans la plupart des gisements de gabbros. La roche qui en résulte est un composé grenu du labrador et du pyroxène, avec plus ou moins de magnétite et d'apatite. C'est le *gabbro normal*.

La réduction du labrador et l'augmentation du pyroxène et de l'olivine conduisent au type mélanokrate, la *péridotite*, qui est du reste peu fréquent, et que je n'ai pu étudier personnellement (variété wehrlite).

Quand le feldspath augmente en quantité, la roche devient généralement d'une couleur plus claire, la densité diminue, et la grossièreté du grain s'accentue. En même temps, l'olivine disparaît souvent entièrement, tandis que le pyroxène devient si rare qu'on peut à peine le découvrir sans l'aide du microscope. Les quantités relatives de magnétite et d'apatite peuvent rester à peu près les mêmes, ou diminuer faiblement. Les surfaces fraîchement fracturées présentent beaucoup de grandes faces de clivage du feldspath, qui sont brillantes et transparentes, et portent très fréquemment de fines stries, caractéristiques de la macle de l'albite. C'est ainsi que le gabbro se change en *anorthosite*, le type leucokrate du groupe de gabbro. Cette roche, qui ne constitue généralement qu'un accident minéralogique dans la plupart des régions de gabbros européens, occupe, au contraire, de larges espaces en Amérique, et en particulier dans la région que j'ai étudiée.

Troisième type de variation. — L'origine du *gabbro quartzifère* est un peu obscure, mais on peut, selon toute vraisemblance, le ranger parmi les produits de métamorphisme de contact.

Quant à ses caractères extérieurs, le gabbro quartzifère est nettement moins cohérent et se brise plus facilement. Il a une couleur moins foncée et un poids spécifique plus faible. La structure reste sans changement, mais le grain peut devenir plus grossier, et des variétés porphyroïdes peuvent apparaître. En outre, les minéraux du gabbro normal, le quartz et le zircon sont des éléments primaires. La composition

Digitized by Google

minéralogique et chimique se trouve ainsi modifiée, tant qualitativement que quantitativement. Il constitue le terme le plus acide de la série étudiée.

Le pyroxène, ainsi qu'on l'a remarqué, a entièrement disparu. Le feldspath étant une andésine est plus acide que celui du gabbro. Aussi, il est souvent très altéré. Une bowlingite presque amorphe représente actuellement l'olivine originelle. La magnétite se trouvait probablement en petite quantité comme élément originel, mais celle qui reste actuellement paraît avoir une origine secondaire. L'apatite se trouve en cristaux rarement grands, mais distribués d'une façon éparse. On trouve aussi la calcite et le rutile comme produits secondaires.

Il est possible que le *gabbro à orthose* soit le résultat de la digestion par le magma du gabbro d'une faible proportion d'une roche plus acide et potassique. Quant à ses caractères extérieurs, la roche se distingue par le rouge de l'orthose, couleur due aux innombrables particules d'hématite qui y sont renfermées. Ses massifs présentent une structure colonnaire qu'on trouve rarement dans le gabbro ordinaire. La hornblende donne parfois une couleur vert sombre à la roche. La structure est encore grenue et d'habitude d'un grain très grossier. L'orthose est le minéral caractéristique qui distingue la roche des gabbros normaux. Le pyroxène a un angle des axes optiques remarquablement petit; souvent il s'est transformé en hornblende. La magnétite est très rare comme élément primaire, ne se trouvant ordinairement qu'en grains très petits. Comme minéral plus récent, elle est plus commune sous forme de masses et grands cristaux. L'apatite se trouve autant en très grands cristaux, d'habitude rongés et pleins d'inclusions, et souvent nettement biaxes, qu'en très petits cristaux bien formés, non rongés, et présentant peu d'inclusions. J'admets que ces derniers représentent le phosphate recristallisé qui dérive de la corrosion des premiers. Le gabbro à orthose a aussi été appelé gabbro à hornblende, mais la hornblende dérive entièrement de l'altération du pyroxène. L'altération a progressé plus rapidement dans le type à orthose que dans le gabbro normal, à cause de la présence d'innombrables inclusions dans le premier, ce qui le rend fortement poreux.

Enfin, l'un des types les plus remarquables de notre série est constitué par la *norite à cordiérite*. Je la regarde comme un résultat de l'endomorphisme du magma gabbroïque. L'étude sur le terrain l'indique, et l'examen microscopique et chimique apportent de puissants arguments en faveur de cette hypothèse. Les roches appelées « muscovadites » par le *Geological and Natural History Survey* du Minnesota appartiennent souvent, au point de vue lithologique, à une série qui forme la zone de contact, et sont les termes de passage des gabbros aux

Digitized by Google

schistes de la région. Ces roches de contact sont presque toujours très finement grenues et pœcilitiques. Quand on part du gabbro non modifié pour aller vers les contacts, on[1] trouve fréquemment la succession[2] suivante: gabbro, norite, norite à cordiérite, puis les « greenstones ».

Le premier changement extérieur remarquable consiste dans la grosseur du grain, qui devient plus réduite, et est très fin dans la plupart des norites et des norites à cordiérite. Dans la norite franche, la structure reste d'habitude grenue, mais dans la norite à cordiérite, elle devient pœcilitique. La couleur de la roche est alors plus uniforme à cause de la structure fine, et souvent elle est d'un gris ou d'un vert faiblement plus sombre. La densité reste à peu près constante, mais la roche devient excessivement tenace et difficile à briser. Néanmoins elle s'altère bien plus aisément que le vrai gabbro, et se change facilement en une masse fragile. Ce phénomène est dû à ce fait que la cordiérite est un minéral très altérable, que l'on trouve plus souvent altéré qu'intact.

Au microscope, on voit que le premier changement subi par le gabbro normal consiste dans le remplacement de l'augite par l'hypersthène ou l'enstatite. En même temps la structure devient plus fine et l'olivine est souvent remplacée par la fayalite, ou peut disparaître entièrement. La biotite apparaît bientôt. Le feldspath peut devenir faiblement plus acide. Quand ce changement est complet, le type moyen de la norite est atteint. Des norites à quartz se rencontrent parfois.

La phase suivante de la transformation consiste dans l'apparition de la cordiérite, presque toujours en grains ou en cristaux arrondis très fins. L'olivine est absente; le pyroxène est l'enstatite ou la bronzite en petites masses globuleuses. La biotite abondante englobe des grains de cordiérite et d'enstatite. Le feldspath est un labrador acide ou même une andésine, mais il peut devenir assez rare; le quartz se rencontre communément, et peut être abondant. Les minéraux accessoires sont nombreux, et comprennent : la magnétite, la pyrite, l'apatite, le zircon, la staurotide, l'épidote, le spinelle et probablement le graphite. L'anthophyllite est un produit d'altération.

En résumé, cette étude comparative montre que les types de roches étudiés dans ce mémoire peuvent se grouper de la façon suivante :

Roche normale. — Gabbro à olivine.

I. Variations dues aux conditions de solidification.

1. Communication verbale de M. N. H. Winchell.

2. M. A. Lacroix à décrit la même série de passages au Pallet. (Voir *Bull. Serv. Géol. France,* N° 67, 1899). Dans le Minnesota on trouve aussi tous les types intermédiaires entre le gabbro et la norite, ce sont les gabbros à hypersthène et les norites à augite.

Digitized by Google

Intrusifs. — Diabase à olivine, avec variétés porphyroïdes.

Dykes, etc. — Diabase fine passant au basalte, avec variétés porphyriques.

II. Variations dues à des différentiations ou à l'hétérogénéité originelle du magma.

A. Remplacement des minéraux ferromagnésiens l'un par l'autre.

1. Pyroxène remplacé par l'olivine. — Troctolite.
2. Olivine remplacée par du pyroxène. — Gabbro normal.

B. Disparition des éléments leucokrates ou mélanokrates.

1. Type mélanokrate. — Peridotite.
2. Type leucokrate. — Anorthosite.

III. Modifications dues au métamorphisme de contact.

1. Digestion de sédiments alumineux. — Norite à cordiérite.
2. Digestion de schistes siliceux ou de grès. — Gabbro quartzifère.
3. (?) Digestion d'une roche potassique. — Gabbro à orthose [1].

Enfin, la *silicoferrolite* paraît représenter une roche sédimentaire entièrement recristallisée sous l'influence exomorphe du gabbro, plutôt qu'une partie intégrale de ce dernier. La silicoferrolite diffère du gabbro à tous les points de vue : elle est beaucoup plus dense, avec une couleur très foncée. Après la magnétite, le minéral de beaucoup le plus abondant est la fayalite, qu'on trouve en grandes masses irrégulières renfermant de gros grains de magnétite, et étant elle-même entourée partiellement ou totalement par du pyroxène. Beaucoup de grains de quartz arrondis sont englobés par tous les minéraux (plus rarement par la magnétite). Ainsi, de grenue la structure est devenue pœcilitique, bien que les masses de fayalite soient mutuellement xénomorphes.

Minéralogie comparative. — Les minéraux qui se rencontrent dans la série de roches étudiées sont les suivants :

Quartz	Tremolite	Magnétite
Orthose	Hornblende	Hercynite
Andésine	Chrysolite	Hématite
Labrador	Fayalite	Göthite
Cordiérite	Epidote	Ilménite
Muscovite (Séricite)	Allanite	Limonite
Biotite (Anomite)	Pennine	Pyrite
Enstatite	Clinochlore	Rutile
Bronzite	Antigorite	Staurotide
Diopside	Bowlingite	Graphite
Augite	Apatite	Calcite
Pectolite	Sphène	Mésolite
Anthophyllite	Zircon	Scolécite
Actinote	Spinelle	Pseudomésolite

et un ou deux minéraux inconnus.

(1) Par altération il devient le « gabbro à hornblende ».

Digitized by Google

Les minéraux primaires sont :

Quartz	Enstatite	Spinelle
Orthose	Bronzite	Zircon
Andésine	Diopside	Magnétite
Labrador	Augite	Hercynite
Cordiérite	Chrysolite	Staurotide
Apatite	Fayalite	Graphite (?)
Allanite		

Les autres minéraux sont secondaires. Le quartz et la magnétite sont souvent secondaires. L'anomite est d'origine primaire dans la norite à cordiérite. La cordiérite, la fayalite, l'hercynite, la staurotide, le spinelle et le graphite (?) sont des minéraux très fréquents dans les régions de métamorphisme.

Le *quartz* ne se présente que comme un minéral secondaire dans les gabbros normaux où il est rare. Sa présence dans les autres types (norite à cordiérite et gabbro quartzifère) me paraît démontrer une influence modificatrice qui était dans les cas étudiés, l'absorption de roches préexistantes.

Parmi les feldspaths, l'*orthose* est le minéral caractéristique du gabbro à orthose. Il est rempli d'inclusions, spécialement d'hématite, qui donnent à la roche sa couleur rouge particulière.

L'*andésine* ne se trouve que dans les types ayant une tendance à devenir plus acides que le gabbro normal. Il est rare dans le gabbro non modifié par action de contact. Dans le type le plus acide de la série (gabbro quartzifère), il est le seul feldspath qu'on ait trouvé. Il se rencontre en quantité moindre dans la norite à cordiérite et dans le gabbro à orthose.

Le *labrador* est certainement le minéral le plus abondant dans la série de roches étudiées : il constitue la plus grande partie des gabbros et ne manque que dans la silicoferrolite et le gabbro quartzifère où il est remplacé par l'andésine. Il est presque pur dans l'anorthosite qui fournit, par suite, d'excellents matériaux pour une étude détaillée. En résumé, les principaux résultats obtenus sont indiqués ci-dessous.

La composition chimique ne diffère pas essentiellement de celle qu'exprime la formule Ab_3An_4. Le feldspath Ab_3An_4 avait été jusqu'ici étudié bien moins que les plagioclases Ab_1An_1 et Ab_7An_8. Ses caractères cristallographiques n'ont jamais reçu une attention suffisante, la grande majorité des mesures faites jusqu'ici sur le labrador ayant été prises sur les feldspaths de la composition Ab_1An_1 et Ab_7An_8. C'est pour cette raison que mes mesures cristallographiques, quoique nécessairement moins exactes dans des éléments isolés d'une roche que dans des cristaux distincts, sont d'un intérêt exceptionnel. De plus, elles pré-

Digitized by Google

sentent une valeur de l'angle $pg^1(001)\wedge(010)$ qui est plus grande que 94° 10′, valeur de cet angle dans l'anorthite et valeur limite supposée selon la théorie de M. Tschermak.

L'angle $pg^1(001)\wedge(010)$ paraît croître avec une rapidité remarquable quand le labrador devient plus basique et les deux extrêmes de la série labradorique semblent montrer les valeurs en discordance avec la théorie de Tschermak. Cette discordance est prouvée non seulement par les mesures que j'ai faites sur une série de labradors de gisements différents, mais aussi par un examen critique et une étude com-

Composition chimique.	Bissectrice aiguë.	Réfringence et biréfringence	Angles d'extinction	Angle des clivages.
SiO_2 — 53.38 Al_2O_3 — 29.70 Fe_2O_3 — 0.21 MgO = Traces CaO — 11.90 Na_2O — 4.30 K_2O — 0.56 H_2O — 0.37 100.42 Densité — 2.701	n_g Dispersion autour de n_g $\rho > \upsilon$	n_g — 1.571 n_m — 1.566 n_p — 1.563 N 1.566 $n_g - n_m$ — 0.0046 $n_m - n_p$ — 0.0036 $n_g - n_p$ — 0.0082	Sn_g — 37° Tn_p — 57½° Parallèle à : $p(001)$ — 12° $g^1(010)$ — 26° Angle maximum d'extinction dans la zone perpendiculaire à : $g^1(010)$ — 38°	$pg^1(001)\wedge(010)$ 94°16′ Angle aigüe des axes optiques. $2V_{Tl}$ — 83°29′ $2V_{Na}$ = 83°47′ $2N_{Li}$ — 84° 9′

parative de toutes les mesures de l'angle $pg^1(001)\wedge(010)$ faites jusqu'à ce jour sur le labrador dont la composition exacte a été déterminée.

Les mesures des indices de réfraction montrent qu'un accroissement distinct se rencontre entre Ab_1An_1 et Ab_3An_4 en parfaite harmonie avec les valeurs obtenues jusqu'à présent et l'accroissement montré par tous les membres de la série des plagioclases quand la basicité augmente. Les valeurs obtenues sont un peu plus grandes que celles données pour le même minéral, extrait des roches volcaniques. La sure directe de la biréfringence montre pareillement une valeur plus grande que celle trouvée dans les roches volcaniques. L'angle des axes optiques est environ de 6° plus grand dans le feldspath du Minnesota que dans les labradors de même composition, provenant des roches volcaniques, étudiées par M. Fouqué. Il semble donc exister quelques différences dans les propriétés optiques du labrador provenant des roches de profondeur et des roches volcaniques.

La *cordiérite* ne se trouve que dans une seule roche de la série, mais elle y est abondante et caractéristique. Sa présence est très significative; elle est la résultante d'une composition chimique peu fréquente et fournit la démonstration de l'origine de la roche. En outre, il faut noter

Digitized by Google

que c'est la première fois qu'on l'a rencontrée dans une roche basique grenue de la série labradorique.

La cordiérite contient un grand nombre d'inclusions de magnétite (souvent recouvertes de spinelle), de liquides, et de staurotide. Cette dernière a une orientation définie dans le minéral englobant. Mais on n'y trouve point d'auréoles pléochroïques.

La *muscovite* ne se rencontre que comme produit d'altération, elle est par suite très rare à cause de la grande fraîcheur des roches.

La *biotite* ne se rencontre comme minéral primaire que dans la norite à cordiérite, dont il vient d'être question : elle y appartient à la variété *anomite*. Dans quelques-uns des gabbros et des diabases, la biotite n'est pas rare, mais elle semble être invariablement d'origine secondaire (souvent mésogène). J'ai étudié en détail les auréoles pléochroïques de toutes ces biotites.

La *bronzite* et l'*enstatite* ne se trouvent que dans la norite à cordiérite. Elles y remplacent le pyroxène monoclinique des autres types pétrographiques à cause de la diminution de la teneur en chaux de la roche[1]. La bronzite prédomine de beaucoup. Elle fournit un exemple d'un nouveau type d'ouralitisation par son altération à l'anthophyllite.

La *diopside* ne se rencontre que dans la diabase à olivine de Pigeon Point, et peut-être dans le gabbro à orthose. Dans la première de ces roches, elle présente des anomalies très remarquables, consistant essentiellement en une valeur très faible de l'écartement des axes optiques, bien que ce pyroxène n'offre pas de composition chimique bien spéciale, autre qu'une grande richesse en titane.

L'*augite* se trouve fréquemment dans les diabases et les gabbros du Minnesota, et en très petite quantité dans les anorthosites, les troctolites et les silicoferrolites. Elle devient souvent diallagique, puis s'ouralitise et se transforme en biotite, chlorite, etc. L'augite, aussi bien que le diallage, présente souvent des inclusions lamellaires brunes souvent titanifères que j'ai considérées comme d'origine primaire.

La *pectolite* se rencontre en petite quantité dans le gabbro à olivine où il se produit par l'altération du feldspath.

L'*anthophyllite* est également un produit secondaire, il dérive de l'enstatite ou de la bronzite de la norite à cordiérite ; j'ai pu suivre tous les stades successifs de cette tranformation.

1. La roche du voisinage de Harrismith (Etat libre d'Orange), décrite par M. Molengraaf (*N. Jahrb.*, I., 1894, p. 79) présente une exception à tous les points de vue. Elle se compose essentiellement d'un verre riche en cristaux de cordiérite et de spinelle, avec de petits cristaux d'augite et de magnétite. M. A. Lacroix a décrit également des roches de fusion ignée, résultant de la fusion spontanée des schistes des houillères embrasées, dans lesquelles la cordiérité est associée à de l'anorthite et de l'augite. (*C. Rendus*, CXIII, p. 1060, 1891).

Digitized by Google

L'*actinote* et la *trémolite* sont des produits d'altération rare rencontrés dans la silicoferrolite et le gabbro à orthose.

La *hornblende* au contraire abonde dans cette dernière roche, tandis qu'elle est rare dans les gabbros ordinaires et les diabases. Elle manque dans les autres types, bien qu'elle ait probablement existé dans le gabbro quartzifère. Elle est secondaire dans toutes ces roches.

L'*olivine* se trouve dans les gabbros et les diabases. Elle constitue le minéral ferrugineux essentiel de la troctolite. Dans la silicoferrolite, elle est remplacée par la fayalite. Dans le gabbro quartzifère, elle n'est plus représentée que par des masses rares de bowlingite altérée ; enfin dans l'anorthosite, le gabbro à orthose et la norite à cordiérite elle manque entièrement. Cette olivine est en général très riche en fer, le rapport Fe : Mg variant d'environ 1 : 1,4 dans le gabbro à olivine, à 1 : 0.8 dans la diabase à olivine, elle est donc plus ferrugineuse que la hyalosidérite.

La *fayalite* ne se trouve que dans la silicoferrolite où elle est abondante. Ses propriétés optiques seules, notamment le signe de sa bissectrice négative et l'écartement plus faible des axes optiques, permettent de la distinguer facilement de l'olivine.

L'*épidote* est rare dans la norite à cordiérité où elle semble être d'origine primaire. Elle est plus rare encore dans le gabbro à orthose et dans le gabbro quartzifère.

L'*allanite* a été trouvée dans la diabase de Pigeon Point et très rarement dans quelques échantillons du gabbro à olivine. Elle forme de petits cristaux, quelquefois arrondis ou irréguliers. La couleur, le pléochroïsme et la biréfringence du minéral sont très variables. Elle produit des auréoles pléochroïques intenses dans tous les minéraux colorés dans lesquels elle a été observée.

La *pennine* se trouve en petite quantité dans tous les types étudiés, excepté le gabbro à orthose et la norite à cordiérite. Elle est très abondante dans le type le plus altéré, le gabbro quartzifère; les variétés optiquement positives ou négatives s'y rencontrent associées. Elle dérive de l'altération de l'élément originel ferromagnésien de la roche, qui était probablement le pyroxène.

Le *clinochlore* se rencontre dans tous mes types pétrographiques excepté dans la norite à cordiérite, le gabbro quartzifère et la troctolite ; ainsi le seul type ne contenant pas de chlorite est la norite à cordiérite. Le pléochroïsme du clinochlore est très semblable à celui de la pennine positive. Le clinochlore est habituellement positif. Il dérive de l'altération du pyroxène ou d'un autre minéral ferromagnésien. Il se présente parfois comme un produit d'altération du feldspath.

L'*antigorite* est très rare dans les gabbros du Minnesota. Dans les

Digitized by Google

gabbros normaux et dans les diabases, elle est d'ordinaire séparée des grains d'olivine, et se trouve dans les cassures et les cavités qui peuvent exister dans les minéraux environnants.

La *bowlingite* est comparativement abondante et épigénise toujours sur place le péridot; elle se développe notamment dans la diabase à olivine de Pigeon Point et aussi dans les silicoferrolites.

L'*apatite* se trouve dans toutes mes roches, excepté dans la troctolite et la silicoferrolite, mais elle n'est vraiment très abondante que dans le gabbro à orthose et le gabbro quartzifère.

Le *sphène* se présente comme un produit de décomposition dans la diabase à olivine et le gabbro à orthose.

Quant au *zircon*, je ne l'ai pas vu dans les gabbros normaux ni dans aucune de leurs formes non métamorphisées. Il ne se trouve que dans la norite à cordiérite et le gabbro quartzifère.

Les spinellides sont représentés dans mes roches par du *pléonaste* dans la norite à cordiérite, par de *l'hercynite* dans la silicoferrite ; ils y sont peu abondants et associés à la *magnétite*, qui — elle, au contraire, est abondante dans tous les types étudiés, sauf le gabbro quartzifère. forme à elle seule la moitié de la silicoferrolite. Elle est d'ordinaire Elle d'origine primaire, mais se rencontre aussi comme minéral secondaire. C'est le minéral dont la présence est le plus général dans toutes les roches que j'ai étudiées. Cependant, à part dans la silicoferrolite, elle n'y joue jamais qu'un rôle des plus subordonnés. Elle ne présente que rarement des contours cristallographiques bien nets. Elle est fréquemment titanifère.

L'*ilménite* l'accompagne dans la diabase à olivine et persiste dans d'autres types pétrographiques. Ces oxydes de fer sont accompagnés de *pyrite* dans les diabases et dans la norite à cordiérite.

Enfin, je dois citer parmi les produits secondaires ferrugineux l'*hématite* (anorthosite et gabbro à orthose), plus rarement la *gœthite* (silicoferrolite) et enfin la *limonite* (anorthosite très altérée).

Le *rutile* n'a été trouvé que dans le gabbro quartzifère sous forme de petits cristaux qui sont fortement striés.

La *staurotide* est un minéral dont la présence est insolite dans une roche éruptive ; je l'ai rencontrée en cristaux bien formés, quoique microscopiques, à l'état d'inclusions dans la cordiérite de la norite. Elle est orientée d'habitude comme le minéral ambiant, les axes cristaphiques et l'allongement de la staurotide et dela cordiérite qui la renferme étant parallèles.

La *calcite* n'existe qu'en petite quantité dans tous les types étudiés, sauf dans la norite à cordiérite et la silicoferrolite. Elle est relativement très abondante dans le gabbro quartzifère.

Enfin, c'est seulement dans l'anorthosite que se trouvent des zéolites

Digitized by Google

fibreuses : ce sont des types comme la *mésolite* et la *scolécite* et enfin une nouvelle espèce que j'ai fait connaître dans ce travail et que j'ai désignée sous le nom de *pseudomésolite*. Sa composition chimique se rapproche de celle de la mésolite, c'est-à-dire qu'on peut la considérer comme formée par un mélange de scolécite et de mésotype (My_3Sc_7, d'après mes analyses).

Elle constitue des masses fibreuses blanches, transparentes en lames minces dont les propriétés optiques diffèrent à la fois de celle de la mésolite, de la scolécite et de la mésotype. Dans la pseudomésolite, en effet, le plan des axes optiques n'est pas perpendiculaire à l'allongement comme dans la mésolite ; l'indice n_g fait avec l'axe vertical un angle d'environ 20° : il constitue la bissectrice aiguë autour de laquelle l'écartement des axes est faible.

Composition chimique comparative. — Les analyses des roches ont toutes été faites par la méthode de Ste-Claire Deville, et j'ai toujours fait les analyses en double, et pris la moyenne. Dans le cas où les résultats ne concordaient pas suffisamment j'ai fait une troisième analyse partielle par la méthode de l'acide fluorhydrique. Les précipités de titane furent soumis invariablement à une ébullition prolongée (après leur fusion avec le sulfate de potasse acide) dans une dissolution contenant un peu d'acide sulfurique libre. La séparation du fer d'avec l'alumine s'obtient en faisant passer un courant d'hydrogène et de gaz acide chlorhydrique mélangés sur les précipités chauffés au rouge dans un tube de platine. L'hydrogène s'obtient comme d'ordinaire, ($Zn + H_2SO_4$) et est conduit à travers l'acide sulfurique dans un vase, au-dessus duquel est fixé un tube à brome qui renferme de l'acide chlorhydrique pur [1]. On tourne le bouchon jusqu'à ce que l'acide chlorhydrique tombe lentement en gouttes (deux à six par minute) sur l'acide sulfurique, qui met en liberté le gaz HCl sec et pur. L'hydrogène, se formant en même temps et passant à travers l'acide sulfurique sert à maintenir ce dernier bien en mouvement.

Ce système a les avantages suivants sur la méthode ordinaire des gaz alternatifs, qu'on peut bien appeler la méthode Deville-Rivot :

1° Il faut employer moins de chaleur. Le rouge sombre suffit, et est peut-être même excessif.

2° Il diminue le danger d'une explosion d'hydrogène et d'oxygène (à cause de l'air qui n'a pas été entièrement expulsé, ou à cause des fuites), tant à cause de la moins grande quantité de chaleur mise en jeu qu'à cause de la dilution de l'hydrogène par l'acide chlorhydrique.

1. Cette disposition m'a été suggérée par M. Arsandaux, bactériologiste au laboratoire de la préfecture de la Seine.

Digitized by Google

3° Il exige moins d'attention pendant la réaction ; avec l'ancienne méthode il est nécessaire de changer les courants toutes les trois ou quatre minutes. Avec ce système, l'appareil, une fois qu'il est mis en marche, peut être abandonné à lui-même jusqu'à ce que la réaction soit complète, en supposant que le générateur d'hydrogène continue à agir pendant la durée voulue.

4° Ce système permet la détermination qualitative simultanée de l'acide titanique. Ce dernier point exige un mot d'explication. L'acide titanique (TiO_2) se présente sous la forme d'une poudre blanche qu'on ne peut distinguer de l'alumine, Al_2O_3. Cette poudre se transforme pendant la réaction quand on suit la méthode Deville-Rivot, mais très lentement, et avec des résultats incertains. Ordinairement[1], par cette méthode l'acide titanique se change partiellement (souvent une très faible partie) en sesquioxyde de titane Ti_2O_3 qui colore l'alumine en gris sale. Celui-ci n'est pas distinct ; il ne s'obtient qu'après un long traitement, et il n'est pas caractéristique puisque des traces de fer peuvent produire essentiellement la même couleur. Par la méthode ci-dessus décrite l'acide titanique se change en oxyde intermédiaire Ti_3O_5, qui a une couleur caractéristique, le gris sombre ou le bleu indigo, et révèle sa présence par la nuance communiquée à l'alumine. Avec 10 % de TiO_2 dans la poudre, la couleur produite est très marquée ; elle est d'un bleu d'ardoise. Néanmoins, l'épreuve n'est pas très sensible, et les résultats des analyses montrent qu'elle devient assez incertaine pour moins de 4 % d'acide titanique dans la poudre après la séparation du fer. Au cas où l'alumine atteint 25 % de la roche cette méthode accuse donc 1 % d'acide titanique. Si l'alumine est moins abondante, on peut découvrir une quantité d'acide titanique proportionnellement plus petit. A ce propos, il ne faut pas oublier qu'on peut trouver parfois de l'acide titanique avec la silice ; mais on en trouve la plus grande partie avec le fer et l'alumine.

Pour contrôler la détermination du fer, on a déterminé aussi le fer dans ses deux états par la méthode de Cooke modifiée par J. H. Pratt[2].

On a fait la séparation du manganèse d'avec le fer en précipitant le fer comme acétate basique dans une dissolution bouillante ; moins fréquemment en précipitant le fer au moyen du carbonate de baryte.

On n'a pas fait des déterminations directes de l'eau, mais on les a faites par perte au feu, en évitant autant que possible l'oxydation et la

1. Van der Pfordten a obtenu TiO_2. après un traitement de plusieurs heures dans l'hydrogène sec à une très haute température. Voir : *Deutsch. chem. Gesell*, 1884, I, p. 728.

2. J. H. Pratt : *American Journal of Science*, 1894, XLVIII, p. 149.

Digitized by Google

réduction. Les nombres donnés ci-contre pour l'eau contiennent donc, peut-être, des traces de CO_2 et de F et S. Dans le gabbro à quartz, CO_2 est sans doute en quantité notable et peut atteindre 1 %.

Les analyses de roche données dans les chapitres précédents peuvent être groupées de la façon suivante :

	Gabbro à olivine (1136)	Diabase (954)	Diabase à olivine (1843)	Anorthosite (336 E)	Troctolite (514)	Gabbro à orthose (1797)	Norite à cordiérite (983)	Gabbro quartzifère (854 G)	Silicoferrolite (960)
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO_2	47.70	47.90	49.18	49.78	35.81	49.06	52.84	56.60	21.50
TiO_2	1.80	0.57	1.09	—	2.30	1.46	Trace	1.59	Trace
Al_2O_3	19.04	19.92	19.01	29.37	14.32	15.33	23.62	17.84	8.02
Fe_2O_3	0.87	4.92	0.89	0.34	7.38	5.92	0.65	2.55	30.54
FeO	8.84	9.78	7.79	0.60	15.25	11.53	10.00	4.09	33.53
MnO	Traces	Traces	0.51	0.08	0.18	0.61	0.43	Traces	0.32
MgO	8.65	4.55	6.42	1.01	10.49	2.75	3.16	3.16	1.95
CaO	8.96	8.56	9.12	11.86	7.23	6.80	3.92	6.28	1.55
Na_2O	2.53	2.75	3.32	4.39	2.06	3.17	2.64	4.45	0.42
K_2O	0.53	0.56	0.82	0.46	0.37	1.40	0.67	0.45	0.10
H_2O	1.38	0.76	2.06	1.76	5.23	1.76	1.87	3.20	2.77
P_2O_5	—	—	—	—	—	0.27	—	0.14	—
	100.30	100.27	100.21	99.65	100.62	100.06	99.80	100.35	100.70
Densité	2.89	2.93	2.84	2.676	3.08	2.84	2.83	2.38	4.02

I. Gabbro à olivine (1136)[1] d'un point situé près du lac Birch (à un kilomètre environ à l'ouest de la ligne entre sec.[2] 31,62-11 et sec. 6, 61-11, dans le township[3] 61). Il existe une trace de CO_2; et P_2O_5 et F (ou Cl) se trouvent en petite quantité dans l'apatite ; pas de BaO, ni de SrO, en quantité sensible.

1. Les nombres entre parenthèses se rapportent aux séries de roches du « Geological and Natural History Survey » du Minnesota. Voir les rapports annuels de 1880 à 1898.

2. Division de circonscription territoriale.

3. Circonscription territoriale.

II. Diabase, pauvre en olivine (954) du côté est du lac Birch (N. O. 1/4, sec. 17, 61-11). La composition minéralogique montre qu'il existe des traces de P_2O_5, de F (ou Cl), de CO_2, et de S ; il n'y a pas de BaO ni de SrO en quantité sensible,

III. Diabase à olivine (1843) de l'extrémité de Pigeon Point. Il existe dans l'apatite et l'allanite de la roche des traces de P_2O_5, de F (ou Cl) et des métaux rares des groupes de cérium et l'yttrium ; pas de BaO, ni de SrO en quantité sensible.

IV. Anorthosite (336E) du sommet de Carlton Peak. Il existe des traces de P_2O_5, de F (ou Cl), de CO_2, et de S dans des minéraux bien rares dans la roche ; pas de BaO, ni SrO en quantité sensible.

V. Troctolite (514), du voisinage de Duluth ; il existe des traces de CO_2 dans la roche dues à la présence des traces de calcite ; pas de BaO, ni de SrO en quantité sensible.

Digitized by Google

VI. Gabbro à orthose (1797) de Duluth: il existe des traces de F (ou Cl) et de CO_2 dans l'apatite et la calcite de la roche ; pas de BaO, ni de SrO en quantité appréciable.

VII. Norite à cordiérite (983) du voisinage du lac Snowbank; il existe des traces de ZrO_2, de P_2O_5 de F (ou Cl), de S, et de C (?) dans des rares minéraux de la roche ; pas de BaO, ni de SrO en quantité notable.

VIII. Gabbro quartzifère (854 G) du S. O. 1/4, sec. 12, 64-6, sur le bord d'un petit lac près du lac Little Saganaga. Il existe des traces de ZrO_2 et de F (ou Cl) dans de rares minéraux ; l'abondance relative de la calcite indique que CO_2 est en quantité assez considérable, et peut atteindre 1 %. Pas de BaO, ni de SrO en quantité sensible.

IX. Silicoferrolite (960), d'un sommet peu élevé à environ soixante-quinze mètres du lac Birch dans le S. O. 1/4, sec. 24, 64-12. Pas de BaO, ni de SrO, ni de Li_2O en quantité sensible.

Pendant ces dernières années, on s'est attaché beaucoup à étudier la composition chimique des roches ignées, et à en tirer les conclusions relatives à l'origine de celles-ci. On a tenté de coordonner les magmas, d'établir leurs classifications naturelles, et de chercher s'ils proviennent ou non d'un magma primitif unique. J'admets la théorie énoncée par M. N. H. Winchell de l'origine de toutes ces roches par une refusion de roches préexistantes. Donc les variations dans la composition de ces roches sont dues (au moins en partie) aux variations des roches dont elles dérivent. Mais laissons cette hypothèse de côté pour le moment, et voyons quelles seraient les relations de mes roches considérées comme roches ignées ordinaires, voyons comment elles se rangeraient dans les classifications proposées jusqu'ici, etc.

Je donne dans les tableaux suivants le nombre des molécules et des atomes de chaque métal, et de chaque oxyde, d'après les calculs basés sur les valeurs de mes analyses. Chaque analyse est rapportée en centièmes en éliminant les éléments tels que H_2O, CO_2 et P_2O_5. Le nombre relatif de molécules de chaque oxyde (appelé Z par M. Rosenbusch) s'obtient alors en divisant le poids de l'oxyde par le poids de sa molécule. (Voir la table II.) De ces valeurs, on calcule facilement le nombre relatif d'atomes de chaque oxyde (AZ, voir la table III), et le nombre relatif d'atomes de chaque métal (MAZ, voir la table IV.) Enfin on réduit toutes ces valeurs à la proportion centésimale dans les trois dernières tables.

Digitized by Google

Table II. — Nombre relatif de molécules de chaque oxyde, [Z *(Zahl)* **de M. Rosensbuch.]**

	Moyenne de (1136) (954) et (1843)	Gabbro à olivine (1136)	Diabase (954)	Diabase à olivine (1843)	Anorthosite (336E)	Troctolite (514)	Gabbro à orthose (1797)	Norite à cordiérite (983)	Gabbro quartzifère (854G)	Silicoferrolite (960)
SiO_2	81.38	80.38	80.23	83.52	84.77	62.55	83.42	89.93	97.25	36.58
TiO_2	1.46	2.27	0.71	1.39	—	3.01	1.86	—	2.05	—
Al_2O_3	19.16	18.87	19.62	18.99	29.41	14.72	15.83	23.64	18.03	8.03
Fe_2O_3 . . .	1.40	0.55	3.09	0.57	0.22	4.83	3.77	0.41	1.63	19.49
FeO	12.36	12.40	13.64	11.03	0.85	22.21	16.33	14.18	5.86	47.55
FeO	0.28	—	—	0.73	0.11	0.27	0.37	0.62	—	4.46
MgO	15.55	21.85	11.45	16.35	2.57	27.50	7.02	8.07	8.15	4.97
CaO	16.04	16.16	15.36	16.59	21.64	13.53	12.38	7.14	11.57	2.82
Na_2O . . .	4.68	4.13	4.45	5.45	7.23	3.48	5.21	4.35	7.40	0.69
K_2O	0.68	0.57	0.59	0.88	0.50	0.41	1.52	0.72	0.49	0.69
	153.99	153.18	149.14	155.50	147.30	152.51	147.71	149.06	152.43	120.70

Table III. — Nombre relatif d'atomes de chaque oxyde, [AZ *(Atomzahl)*].

	Gabbro à olivine (1136)	Diabase (954)	Diabase à olivine (1843)	Anorthosite (337E)	Troctolite (514)	Gabbro à orthose (1797)	Norite à cordiérite. (983)	Gabbro quartzifère (854G)	Silicoferrolite (960)
SiO_2	247.95	242.82	254.73	254.31	196.68	255.84	269.79	297.50	109.74
Al_2O_3	94.35	98.10	94.95	144.05	73.60	76.65	118.20	90.15	40.15
Fe_2O_3	27.55	42.73	26.37	3.02	69.11	54.25	31.65	19.87	193.47
MgO	43.70	22.90	32.70	5.14	55.00	14.04	16.14	16.30	9.94
CaO	32.32	30.72	33.18	43.28	27.06	54.76	14.28	23.14	5.64
Na_2O	12.39	13.35	16.35	21.69	10.44	15.63	13.05	22.20	2.07
K_2O	1.71	1.77	3.64	1.50	1.23	4.56	2.16	1.47	0.33
	459.97	452.29	460.93	475.99	433.12	444.73	465.27	471.03	361.3

Digitized by Google

Table IV. — Nombre relatif d'atomes de chaque métal

[**MAZ** *(Metallatomzahl).*]

	Gabbro à olivine (1136)	Diabase (954)	Diabase à olivine (1843)	Anorthosite (336E)	Troctolite (514)	Gabbro à orthose (1797)	Norite à cordiérite (983)	Gabbro quartzifère (854G)	Silicoferrolite (960)
Si(Ti)	82.65	80.94	84.91	84.77	65.56	85.28	89.93	99.30	36.58
Al	37.74	39.24	37.98	58.82	29.44	30.66	47.28	36.06	16.06
Fe(Mn)	13.50	19.82	12.90	1.40	32.14	24.74	15.62	9.12	86.99
Mg	21.85	11.45	16.35	2.57	27.50	7.02	8.07	8.15	4.97
Ca	16.16	15.36	16.59	21.64	13.53	12.38	7.14	11.57	2.82
Na	8.26	8.90	10.90	14.46	6.96	10.42	8.70	14.80	1.38
K	1.14	1.18	1.76	1.00	0.82	3.04	1.44	0.98	0.22
	181.30	176.89	181.39	184.66	175.95	173.54	178.18	179.98	149.02

Table V. — Nombre relatif de molécules de chaque oxyde (Z), en proportion centésimale.

	Gabbro à olivine (1136)	Diabase (954)	Diabase à olivine (1843)	Anorthosite (336E)	Troctolite (514)	Gabbro à orthose (1797)	Norite à cordiérite (983)	Gabbro quartzifère (854G)	Silicoferrolite (960)
SiO_2	51.14	53.79	53.71	57.55	41.01	56.47	60.33	63.80	30.31
TiO_2	1.44	0.48	0.90	—	1.97	1.26	—	1.34	—
Al_2O_3	12.01	13.15	12.21	19.97	9.65	10.38	15.86	11.83	6.65
Fe_2O_3	0.35	2.07	0.37	0.15	3.17	2.55	0.28	1.07	16.15
FeO	7.89	9.15	7.09	0.58	14.57	11.06	9.51	3.84	39.40
MnO	—	—	0.47	0.07	0.18	0.59	0.42	—	0.38
MgO	13.90	7.68	10.51	1.74	18.03	4.75	5.41	5.35	4.12
CaO	10.28	10.30	10.67	14.69	8.87	8.38	4.79	7.59	2.33
Na_2O	2.63	2.98	3.50	4.91	2.28	3.53	2.92	4.86	0.57
K_2O	0.36	0.40	0.57	0.34	0.27	1.03	0.48	0.32	0.09
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Digitized by Google

Table VI. — Nombre relatif d'atomes de chaque oxyde (AZ), en proportion centésimale.

	Gabbro à olivine (1136)	Diabase (954)	Diabase à olivine (1843)	Anorthosite (336 E)	Troctolite (514)	Gabbro à orthose (1797)	Norite à cordiérite (983)	Gabbro quartzifère (854 G)	Silicoferrolite (960)
SiO_2	53.91	53.68	55.27	53.43	45.41	57.53	57.99	63.24	30.37
Al_2O_3	20.51	21.68	20.60	30.89	16.99	17.21	25.41	19.15	11.11
Fe_2O_3	5.99	9.45	5.72	0.63	15.96	11.98	6.80	4.22	53.55
MgO	9.50	5.06	7.09	1.08	12.70	3.16	3.47	3.46	2.75
CaO	7.03	6.79	7.20	9.09	6.25	5.57	3.07	4.91	1.56
Na_2O	2.69	2.95	3.55	4.56	2.41	3.52	2.80	4.71	0.57
K_2O	0.37	0.39	0.57	0.32	0.28	1.03	0.46	0.31	0.09
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Table VII. — Nombre relatif d'atomes de chaque métal (MAZ), en proportion centésimale.

	Gabbro à olivine (1136)	Diabase (954)	Diabase à olivine (1843)	Anorthosite (336 E)	Troctolite (514)	Gabbro à orthose (1797)	Norite à cordiérite (983)	Gabbro quartzifère (854 G)	Silicoferrolite (960)
Si(Ti)	45.59	45.76	46.81	45.91	37.26	49.14	50.47	55.17	24.55
Al	20.82	22.18	20.94	31.85	16.73	17.67	26.53	20.04	10.78
Fe(Mn)	7.45	11.21	7.11	0.76	18.26	14.26	8.77	5.07	58.37
Mg	12.05	6.47	9.01	1.39	15.63	4.05	4.53	4.53	3.33
Ca	8.91	8.68	9.15	11.72	7.69	7.13	4.01	6.43	1.89
Na	4.55	5.03	6.01	7.83	3.96	6.00	4.88	8.22	0.93
K	0.63	0.67	0.97	0.54	0.47	1.75	0.81	0.54	0.15
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Digitized by Google

Applications des différentes méthodes de représentation graphique de la composition chimique des roches. — Depuis quelques années de nombreux pétrographes ont cherché à représenter graphiquement la composition chimique des roches. Les diagrammes obtenus par les divers procédés imaginés par eux ont des avantages et des inconvénients. Je vais interpréter les résultats de mes analyses à l'aide des principaux de ces procédés en montrant ce qu'ils mettent particulièrement en lumière dans notre cas particulier.

Le procédé proposé par M. Michel Lévy[1] a l'avantage de fournir un diagramme pour chaque roche et de se prêter ainsi, aussi bien à la représentation d'une roche prise individuellement, que d'une série pétrographique, dont les divers types peuvent être dessinés en regard les uns des autres. Le procédé de M. Brögger est une modification du précédent auquel il fait perdre quelques-uns de ses avantages, particulièrement dans les cas que j'ai à considérer ici.

Les procédés de MM. Iddings et Becke sont d'un usage moins général que les précédents en ce sens qu'ils sont destinés à mettre en évidence les caractères d'une série de roches, et, au besoin, sa continuité, et non pas ceux d'une roche unique.

Je commencerai par celui de M. Michel Lévy qui est plus particulièrement suggestif pour le but que je me propose.

D'après cette méthode, les éléments K, Na, Ca, Mg, et Fe sont inscrits sous la forme de leurs oxydes, tels qu'on les a trouvés dans l'analyse ; on les porte sur deux axes rectangulaires : la potasse (k) en ordonnée négative, la soude (n) en abscisse positive, et la chaux combinée sous forme de feldspaths ou feldspathoïdes (c) en ordonnées positives : on a alors les sommets du triangle « alcalino-terreux » (knc), c'est à dire, dans la plupart des cas du triangle feldspathique. On porte ensuite la magnésie (m) en ordonnée positive, la chaux qui ne s'est pas combinée sous forme de feldspaths (= l'excès de chaux, c') en abscisse négative, et les oxydes de fer (f et f') en ordonnée négative ; on a ainsi les sommets du triangle ferromagnésien ($mc'f$) ; ce triangle est teinté en noir.

Il reste encore deux éléments importants Al et Si, qui ne figurent pas dans le graphique. La teneur en silice est indiquée en chiffres qu'on met sur le prolongement de l'axe des x. L'alumine totale ne figure pas directement dans la représentation, mais s'il existe un excès d'alumine (a = alumine qui n'est pas combinée sous forme de feldspaths) on le représente en abscisse positive, et il remplace dans

(1) Michel Lévy : Classification des magmas des roches éruptives. *Bull. Soc. Géol. France.* 1897, XXV, pp. 326-376.

Digitized by Google

le triangle ferromagnésien l'excès de chaux (c'). L'excès d'alumine se détermine comme suit :

La potasse se combine avec l'alumine dans les feldspaths selon le rapport KAl : cette alumine[1] qu'on peut obtenir en multipliant la teneur en K_2O par 1.085 s'appellera *Alk*. Aucune roche ne contient moins d'alumine que *Alk* : c'est-à-dire que l'on ne connaît pas de roches qui renferment un excès de potasse. La soude se combine avec l'alumine dans les feldspaths selon le rapport NaAl, et cette alumine, qu'on obtient pareillement de la teneur en soude en se servant du multiplicateur 1.625, peut s'appeler *Aln* ; on ne trouve d'alumine en moins grande quantité que $Alk+Aln$ que dans quelques roches acides[2], par exemple certaines syénites, pantellerites, etc. La chaux se combine selon la formule $CaAl_2$. Cette alumine obtenue en multipliant la teneur en chaux par 1.825, peut s'appeler *Alc*. En général, dans toutes les roches ignées[3] il n'y a pas d'alumine en moindre quantité que $Alk+Aln+Alc$, et l'excès de chaux (c') devient très considérable dans les roches basiques et ultra-basiques. L'excès d'alumine (a) s'obtient par l'équation[4] $m\,Al_2O_3 - (Alk+Aln+Alc) = a$. Mais, comme on l'a déjà dit, cet excès est rare ; généralement il y a lieu de déterminer la quantité de chaux qui saturera l'alumine après déduction de $Alk+Aln$. On peut l'obtenir facilement par l'équation : $c=0.548\left\{m\,Al_2O_3(Alk-Aln)\right\}$. Alors, évidemment $c'=m\,CaO-c$. Pour distinguer FeO de Fe_2O_3, M. A. Lacroix[5] propose d'appeler f' la teneur en FeO et f celle en Fe_2O_3. Le sommet du triangle reste à f tandis que f' est indiqué par un point sur l'ordonnée négative.

L'échelle adoptée par M. Michel Lévy est de deux millimètres pour 1 %. Elle est trop petite pour bien représenter la quantité de potasse qu'on trouve dans un grand nombre de mes roches basiques, cependant comme une plus grande échelle produirait en quelques cas un diagramme trop grand, je l'ai adoptée dans les diagrammes qui suivent.

Si maintenant on jette les yeux sur les diagrammes construits d'après les règles qui viennent d'être établies, et en partant des données four-

1. Voir Lacroix : Le Gabbro du Pallet : *Serv. Carte Geol. France. Bull. 67*, 1899. p. 24.

2. Dans ce cas l'excès d'alumine (a), aussi bien que la chaux feldspathisable manquent inévitablement, et l'excès de soude (n) est représenté en abscisse négative, mais d'un point un peu au-dessus de l'axe des x.

3. L'exception la plus importante se trouve parmi les granites, où les micas produisent fréquemment un excès d'alumine.

4. Inversement on peut évidemment déduire la proportion totale d'alumine des diagrammes au moyen de l'équation $x\,Al_2O_3 = 1\,825c + 1.625n + 1.085k + a$; dans le cas le plus général $a=0$.

5. Voir Lacroix : *Op.cit.*, p. 25.

Digitized by Google

nies par mes analyses, on voit qu'on peut considérer le gabbro à olivine (voir planche VI, figure 3) et la diabase à oilvine (planche VI, figure 6) comme étant tous deux presque identiques à tous égards. Ce sont des roches assez basiques, comme le montre le faible développement du triangle feldspathique en dessous de l'axe des x, et le feldspath qui domine est le labrador, comme le montre le rapport $CaO : Na_2O$. Elles ne sont pas saturées d'alumine, mais l'excès de chaux (c') est faible. La magnésie est presque égale à la chaux feldspathisable. Les deux types sont riches en feldspath, comme le montre l'aire relative des deux triangles. Le rapport $K_2O : Na_2O$ ne varie que de 1 : 5 à 1 : 4. Les seules différences qu'on découvre sont : 1°, les éléments feldspathiques sont un peu plus abondants dans la diabase à olivine[1]; 2°, la magnésie et les oxydes de fer sont un peu moins abondants et l'excès de chaux est un peu plus grand dans le type ophitique. La diabase (planche VI, figure 4) appartient au même groupe et n'en diffère qu'en ce qu'elle présente moins de magnésie et plus de fer. Ceci correspond à une diminution de l'olivine. Le rapport $K_2O : Na_2O$ reste 1 : 5, et le feldspath est labradorique. Ces types appartiennent au point de vue minéralogique, à la famille des gabbros, et dérivent du magma appelé diorito-diabasique par M. Michel Lévy (sauf la diabase qui dérive du magma granito-estérellique). C'est un magma dans lequel la chaux feldspathisable se trouve en grande quantité, mais elle est approximativement égalée par la magnésie, tandis que la potasse est à peu près absente. Au contraire, ils présentent une inégalité $Fe + Mg > Ca + Na + K$ qui est caractéristique du magma peridotique (π) de M. Rosenbusch, bien qu'en même temps ils aient les caractères du magma de son gabbro (ψ), savoir, $Ca > Na + K$, $Si > Ca + Fe + Mg$, et $Mg < Ca + Na + K$. Ils appartiennent à la quatrième classe de M. Lang, puisqu'ils ont une prédominance de CaO sur $Na_2O + K_2O$, et appartiennent aussi au type qui a $Na_2O > Ka_2O < CaO < 3\,Na_2O + 3\,K_2O$. Ils n'ont ni les caractéristiques du type « diorito-diabasique », ni ceux du type « gabbro doléritique » de M. Lang. Ces trois types présentent les caractères du groupe nommé « melanokrate » par M. Brögger[2] en ce qu'ils ont une prédominance (en poids) des silicates ferro-magnésiens, et appartiennent à son sous-groupe calcique (« calcioplete »).

Le diagramme de l'anorthosite (planche VI, figure 7) est sensiblement celui du feldspath labrador : on remarquera l'absence du triangle ferro-magnésien. En effet, l'excès de chaux n'existe plus. La roche est saturée d'alumine, mais l'excès d'alumine ($a = 0.09$) est trop faible

1. Ce fait devient plus évident quand on remarque que l'aire maximum du triangle feldspathique (voir planche VI, figure 7.) ne dépasse pas un quart ou un sixième de l'aire maximum du triangle ferro magnésien (voir planche VI, figure 10).

2. W. C. Brögger : *Das Ganggefolge des Laurdalits.* 1898, p. 258 *et seq.*

Digitized by Google

pour être représenté. C'est ce qui réduit le triangle des élements basiques à une ligne ferro-magnésienne très courte. Le rapport $K_2O : Na_2O$ a notablement changé, et est presque 1 : 10, ce qui est dû à un accroissement de la soude sans un accroissemeut correspondant de la potasse. Il est intéressant de noter que cette anorthosite appartient au magma granitique de M. Michel Lévy, étant riche en chaux (et en alumine ; $a = 0$, $c = 0$), et pauvre en magnésie et en potasse. Au contraire, elle dérive du magma du gabbro de M. Rosenbusch, puisque $Ca > Na + K$, tandis que $Mg + Fe < Ca + Na + K$, et $Si < Ca + Fe + Mg$. Cette roche, selon la classification de M. Lang se rapporte aux trois types précédents. D'un autre côté elle appartient à la seconde grande division de M. Brögger, savoir, les « leukokrates », puisque le silicate alcalino-terreux, le labrador, prédomine de beaucoup sur les autres éléments.

La troctolite, au contraire, (planche VI, figure 2) présente un remarquable développement du triangle ferromagnésien, et comme le pyroxène ne se trouve qu'en très petite quantité, la proportion $m : f$ représente très approximativement la composition de l'olivine. La proportion $c : n$ prouve que le feldspath est de nouveau le labrador ; la proportion $k : n$ reste presque 1 : 5. Cette roche se rapporte aux types précédents d'après M. Lang. Elle représente le magma péridotique (π) de M. Rosenbusch, et ne montre aucun des caractères de son magma de gabbro (ψ), bien qu'elle soit certainement un gabbro d'après la composition minéralogique. Elle correspond, semble-t-il, au magma « nephélinokersantitique » de M. Michel-Lévy. Elle constitue un bon exemple de la série de mélanokrates de Brögger.

La silicoferrolite (planche VI, figure 1) est un type qui a des caractères exceptionnels. Le plus marqué est l'énorme développement de l'ordonnée du fer, mais l'excès d'alumine est extraordinaire, il se traduit minéralogiquement par l'existence dans la roche d'un spinelle alumineux. Le triangle alumino-terreux est réduit au point d'être, pour ainsi dire, absent, et en fait la roche ne renferme pas de feldspath. On ne peut déterminer exactement la quantité de la fayalite d'après la teneur en silice, puisqu'il existe du quartz libre dans la roche.

On remarquera que AZ et MAZ de la silicoferrolite sont extrêmement faibles, et ne se rangent pas du tout parmi les valeurs considérées caractéristiques des magmas péridotiques par M. Rosenbusch. Ce fait viendrait donc à l'appui de la théorie, que la silicoferrolite n'est pas une roche d'origine ignée. Cependant, je n'attache pas une grande importance à ce fait, puisque M. Roth[1] a démontré que ces nombres ne possèdent pas une signification très grande.

1. J. Roth : Die Eintheilung und die chemische Beschaffenheit der Eruptivgesteine : *Zeitsch. d. d. Geol. Gesellsch.* 1891, p. 41.

Digitized by Google

Le gabbro à orthose (planche VI, fig. 5) est la seule roche de la série qui possède un développement appréciable du triangle du feldspath au-dessous de l'axe des x. C'est sa caractéristique principale, qui se traduit minéralogiquement par la présence de l'orthose. Le rapport $K_2O : Na_2O$ est donc changé, mais il égale à peine 1 : 2. Le rapport $c : n$ montre que le feldspath est un labrador très acide, avec peut-être de l'andésine. CaO l'emporte encore sur Na_2O et K_2O, mais les métaux Na + K excèdent un peu le métal Ca. C'est un type qui ne rentre strictement dans aucun des groupes de magmas de M. Rosenbusch, il possède quelques-uns des caractères de ses magmas granito-dioritiques (δ), péridotiques (π), et gabbroïques (ψ). C'est un exemple de magma granito-estérellique de M. Michel Lévy, et comme tel il est à comparer avec la diabase (954). Il appartient au type diorito-diabasique, comme les diabases. Enfin, notre roche appartient à la série des mélanokrates de M. Brögger, mais il diffère des types précédents en ce qu'il est à rapporter à sa division alcaline. Enfin dans la classification de M. Lang, il se range avec les types diorito-diabasiques.

Le gabbro quartzifère (planche VI, fig. 9) est bien plus acide qu'aucune autre roche de la série. Son trait caractéristique principal, n'apparaît donc pas dans le diagramme aussi nettement que dans les autres cas. Néanmoins, il est à noter que la grandeur des deux triangles est en général une mesure de la basicité, et on voit que la figure est la plus petite de la série. Le rapport $c : n$ montre que le feldspath est plus acide, le labrador qui domine dans les gabbros étant principalement de l'andésine. L'excès de chaux (c') est très faible, et ce trait avec la faible teneur en fer et en magnésie fait que la composition actuelle de la roche correspond à celle d'un type leukokrate. Le rapport $K_2O : Na_2O$ est très faible, étant 1 : 10, et, comme dans l'anorthosite, il est produit par un accroissement de la soude plutôt que par une diminution de la potasse. La roche dérive évidemment du magma granito-dioritique de M. Rosenbusch. Elle fournit un troisième exemple du magma granito-estérellique de M. Michel Lévy du type diorito-diabasique, et appartient au type norite-dolérite de la classe calcique de M. Lang.

La norite à cordiérite est une roche à part. Le grand excès d'alumine que montre si nettement le diagramme (planche VI, fig. 8) prouve qu'elle représente un type inconnu jusqu'à ces derniers temps parmi les roches basiques grenues. En effet, aucune roche de ce genre ne figure dans les classifications des magmas des auteurs dont il a été question jusqu'ici. Les seules roches analogues à ce point de vue, mais différentes à certains égards, sont, comme je l'ai déjà dit, les norites à cordiérite du Pallet, décrites par M. A. Lacroix, et quelques roches exceptionnelles, qui, de même que la précédente, sont,

Digitized by Google

d'après les auteurs qui les ont décrites, des variations endomorphes de diverses roches éruptives de composition normale. Ce fait vient donc à l'appui de l'explication que j'ai donnée plus haut au sujet de l'origine de ma roche. Si cette opinion était plus tard démontrée inexacte, il faudrait alors admettre un nouveau type magmatique dont l'existence pour l'instant me semble invraisemblable.

Passons maintenant au procédé récemment proposé par M. Brögger[1], et qui est une modification de celui de M. Michel-Lévy. Bien que quelques-uns des principaux avantages de ce dernier soient perdus dans les diagrammes ainsi modifiés, cette méthode a certains mérites qui lui sont propres, comme on le verra à la planche IX. M. Brögger préfère employer le nombre relatif de molécules de chaque oxyde au lieu des poids relatifs, comme le fait M. Michel Lévy. La valeur de SiO_2 se porte sur l'axe horizontal, la moitié dans chaque sens en partant du centre. CaO est représenté sur l'axe vertical positif, Al_2O_3 sur l'axe vertical négatif. Deux autres axes s'ajoutent qui font des angles de 30° avec l'axe horizontal, et sur ceux-ci Na_2O est figuré à gauche en dessous, K_2O à droite en dessous, MgO à droite au-dessus, et FeO à gauche au-dessus. On ajoute à ce dernier Fe_2O_3.

Dans la planche IX, la fig. 1 représente la moyenne des analyses du gabbro à olivine (1136), de la diabase (954) et de la diabase à olivine (1843). La figure indique l'absence presque complète de la potasse, la faible proportion de soude, et la quantité assez forte de chaux, qui égale presque la magnésie, et la somme des oxydes de fer. La quantité élevée de chaux et d'alumine, et la proportion très faible de magnésie, de fer, et de potasse de l'anorthosite (planche IX, fig. 2) apparaissent clairement. Le trait caractéristique de la silicoferrolite (planche IX, fig. 4) est l'extrême abondance du fer. La teneur élevée en magnésie et en oxydes de fer est le trait distinctif de la troctolite (planche IX, fig. 6). L'alumine de la norite à cordiérite (planche IX, fig. 5) est élevée en proportion de la chaux, mais l'excès d'alumine caractéristique de cette roche ne saute pas aux yeux comme dans les diagrammes du procédé de M. Michel Lévy. Il faut examiner de plus près pour voir l'accroissement de la potassse dans le gabbro à orthose (planche IX, fig. 7). Il en est de même pour l'accroissement de silice dans le gabbro quartzifère (planche IX, fig. 3).

Les diagrammes proposés par M. Becke, pour représenter la composition chimique des roches, montrent moins bien que les précédents les caractéristiques de ma série. En effet c'est surtout le rapport entre les métaux alcalins et alcalino-terreux qu'ils mettent en relief. (Voir planche VII).

1. Brögger : *op. cit.*, p. 255 et figure 1.

Digitized by Google

M. Becke considère deux axes rectangulaires sur lesquels il porte Na $= + 1$ sur l'axe des x et K $= + 1$ sur l'axe des y. Pour une analyse donnée, les coordonnées (n et k) établissent un point qui est considéré comme caractéristique. Ces coordonnées sont obtenues d'après les rapports :

$$n = \frac{\text{Na} - \text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}}, \qquad = k \frac{\text{K} - \text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}}$$

Dès lors le point Ca aura nécessairement pour cordonnées, — 1. L'aire entre ces trois points Na, K, et Ca (appelée le *champ horizontal*) est divisée par les axes rectangulaires, et par une perpendiculaire allant de Ca sur KNa, en six triangles. Les coordonnées des points renfermés dans ces six triangles correspondent aux six rapports inégaux possibles entre K, Na, et Ca. Pour représenter les quatre éléments d'une analyse il porte les valeurs Si, Al, Mg, et Fe, en se servant toujours des métaux, sur des perpendiculaires au plan du papier, élevées sur le point déterminé par les cordonnées n, k. Ces valeurs sont projetées sur un plan qu'il nomme *champ vertical*, pareillement perpendiculaire au plan du papier, et renfermant la ligne médiane CaA du triangle. Pour obtenir l'abscisse d'une roche, le point A de la ligne CaA étant figuré par zéro et la longueur CaA étant l'unité, le rapport employé (si a = l'abscisse cherchée) est :

$$a + \frac{1}{\sqrt{2}} \cdot \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}}.$$

Mais il y a une méthode plus simple pour construire le « *champ vertical* » que j'indique sur la planche VII. Il ne faut que tirer la ligne CaA horizontale, et projeter les points directement [1].

Dans le champ horizontal, on voit que le gabbro à olivine (1136), la silicoferrolite (960), et la troctolite (514) ont à peu près des proportions identiques des métaux Ca, Na, et K, tandis que pour la diabase (954), la diabase à olivine (1843), et l'anorthosite (336E) les rapports ne diffèrent que faiblement l'un de l'autre, et des trois premiers. Le gabbro à orthose reste dans le triangle caractérisé par Ca > Na > K. Au contraire le gabbro quartzifère (854G) et la norite à cordiérite (983) se trouvent dans le triangle qui a Na > Ca > K. La seule différence entre les deux est que la norite a relativement plus de K. Dans le champ vertical, on voit que la silice augmente en général toutes les fois que le sodium et le potassium augmentent ; les autres éléments sont remarquablement irréguliers, mais en général ils décroissent quand la silice augmente. Le fer montre de très grandes variations de zéro à un

1. Dans la planche, on ne représente que la moitié centrale de la ligne CaA ; elle est donnée au double de sa longueur originaire.

Digitized by Google

maximum qui dépasse la silice la plus élevée de la série. L'alumine est relativement constante à environ 20 °/₀ avec un maximum de 30 °/₀ et un minimum de 10 °/₀. La magnésie est le plus faible élément et ne dépasse 10 °/₀ que dans deux cas, et n'atteint alors que 12 °/₀ et 15 °/₀.

M. Iddings, le premier, a proposé une représentation graphique de la composition des roches, et sa méthode s'adapte très bien à la proposition qu'elle se charge de démontrer, notamment pour faire voir la parenté de certaines séries. La disposition primaire des analyses des roches est basée sur leur acidité relative donnée par la teneur totale en silice. La silice de chaque type est portée comme abscisse, et à partir des points ainsi déterminés, on prend des longueurs proportionnelles aux divers oxydes; les alcalis et l'alumine sont portés sur un même diagramme; la chaux, l'oxyde de fer, et la magnésie, sur un autre. Cette méthode a l'avantage marqué sur les diagrammes de M. Becke d'être beaucoup plus simple. Aucune de ces deux méthodes, néanmoins, ne permet de représenter la constitution d'une seule roche, elles permettent seulement de mettre en évidence les caractéristiques d'une série de roches.

Dans la planche (voir planche VIII) j'ai construit ces diagrammes en y faisant les additions suggérées par M. Michel Lévy [1]. Ainsi au diagramme des alcalis et de l'alumine ont été ajoutés ceux de la chaux feldspathisable et de la silice des éléments feldspathiques, tandis que dans deux cas l'alumine a été divisée pour mettre en évidence son excès. Au diagramme des éléments ferromagnésiens ont été ajoutés : la silice de ces éléments et l'excès de chaux, qui dans le cas de la norite à cordiérite et de la silicoferrolite est remplacé par l'excès d'alumine qui est porté dans un sens négatif.

En examinant le diagramme supérieur, le trait caractéristique le plus frappant est le rapport constant entre *k*, *n* et *c*, dans l'anorthosite, la diabase à olivine, la diabase, le gabbro à olivine, la troctolite et la silicoferrolite, et les variations dans les trois autres roches (lignes marquées en points). Dans quatre des six types, le rapport est presque exactement : 1 : 5 : 15 : 35 : 65. Dans la diabase à olivine (1843), il se transforme en 1 : 4 : 9 : 24 : 48, et dans l'anorthosite (336 E) il est de 1 : 9 : 25 : 64 : 108. En laissant de côté la potasse, le rapport est : 1 : 3 : 7 : 13, à peu de chose près partout, sauf dans la diabase à olivine où il est : 1 : 2.3 : 5.8 : 11.7.

Donc les six premières roches sont entièrement comparables, et ne présentent que des différences de second ordre. Les trois autres en diffèrent sensiblement, et tandis que le gabbro à orthose et la norite à cordiérite sont comparables, surtout lorsque la potasse est négligée, le

1. Michel Lévy : *loc. cit.*, p. 363, et figure XVI.

Digitized by Google

gabbro quartzifère reste seul. Ces différences et ces irrégularités se voient dans la planche. Dans la figure inférieure, les traits caractéristiques de la silicoferrolite apparaissent nettement: quantité énorme de fer, faiblesse de la magnésie et notable excès d'alumine.

Les diverses proportions sont très variables. Dans les deux figures l'anorthosite est une roche remarquable par sa forte proportion d'alumine, et de chaux, et par l'absence de tout élément ferromagnésien. La quantité relativement faible d'éléments feldspathiques de la norite, sa forte quantité de silice ferromagnésienne, et surtout l'excès d'alumine sont bien mis en évidence.

En résumé, on voit que la comparaison des résultats de ces diverses méthodes de représentation graphique montre que la méthode de M. Iddings, excellente pour son but particulier, ne convient pas pour le cas d'une roche considérée isolément et ne s'adapte pas pour l'usage général. La méthode de M. Becke donne une trop grande importance au rapport, K : Na : Ca, qui n'est pas caractéristique pour les éléments alcalino-terreux, sauf quand il n'y a pas d'excès de Ca. Elle est trop compliquée pour un usage général et beaucoup de rapports importants ne sont pas mis suffisamment en évidence.

M. Brögger recherche la simplicité, mais le choix du nombre relatif de molécules *(quotientzahl)* introduit une complication inutile, puisque les rapports des poids relatifs sont entièrement caractéristiques. Il a évité l'hypothèse de M. Michel Lévy, à savoir que toute l'alumine est renfermée dans les feldspaths (ou feldspathoïdes), ce qu'on n'admet du reste que comme approximation, mais en l'évitant M. Brögger perd quelques uns des avantages importants de la méthode de M. Michel Lévy. Cette dernière méthode est évidemment la meilleure qu'on ait trouvée jusqu'ici pour une analyse simple aussi bien que pour un usage plus général. Son point faible consiste dans l'hypothèse mentionnée, mais il perd de son importance si on ne le considère pas nécessairement comme l'expression des faits, mais seulement comme une possibilité dont l'exactitude plus ou moins rigoureuse est vérifiée par l'étude minéralogique.

La méthode de M. Michel Lévy permet d'embrasser d'un premier coup d'œil le caractère chimique de la roche avec des indications presque toujours très précises pour déterminer sa composition minéralogique. Elle permet de reconstituer aisément toute la composition chimique[1] de la roche d'après le diagramme lui-même. Une de ses supériorités est la clarté avec laquelle apparaissent les rapports entre les oxydes. Elle sépare la chaux feldspathisable de la partie qui entre dans les minéraux ferromagnesiens et s'il existe un excès d'alumine ou de soude, ils se voient avec une clarté remarquable.

1. En exceptant, bien entendu, des éléments tels que TiO, P_2O_5, H_2O, CO_2, etc.

Digitized by Google

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE I.

Figure 1. —Gabbro à olivine (1136) du lac Birch. Structure grenue grossière. Une cavité dans le labrador (3) remplie par de l'antigorite (13) qui dérive de l'olivine de la roche. Nicols croisés. × 100.

Figure 2. Gabbro à olivine (1136) du lac Birch. Structure pegmatitique entre le labrador (3) et l'augite (6), et aussi entre la magnétite (10) et l'augite. Une grande plage d'olivine (9) est parfois xénomorphe par rapport au feldspath. La biotite (5) se forme par mésogenèse. Nicols croisés. × 100.

PLANCHE II.

Figure 1. — Diabase normale (954) du lac Birch. Une plage (3) de labrador maclé d'après les quatre lois de l'albite, de Carlsbad, de la péricline, et de Baveno. Le pyroxène (6) remplit les interstices. La macle de la péricline n'est guère visible dans la position choisie. Nicols croisés. × 100.

Figure 2.- Diabase à olivine (1843) du Pigeon Point. Structure ophitique distincte. Labrador (3), pyroxène (9), olivine (6), bowlingite (14). Nicols croisés. × 75.

PLANCHE III.

Figure 1. — Anorthosite (336E) du Carlton Peak. Augite (6) entouré par de la magnétite et par des satellites d'augite orientés sur la masse principale. A côté se voient de la magnétite (10), des zéolites (19) colorées par de l'hématite, et du labrador (3). Lumiere naturelle. × 100.

Figure 2.— Anorthosite (336E) du Carlton Peak. Altération en logène rectangulaire du labrador, qui a donné lieu à la formation des zéolites, et, plus tard, de la calcite, de la zoïsite, de l'hématite, etc. Lumière naturelle. × 100.

PLANCHE IV.

Figure 1. — Silicoferrolite (960) du lac Birch. La magnétite (10) englobe de la fayalite (9), de l'augite (6), et du quartz (1) (structure pœcilitique.) Nicols croisés. × 100.

Figure 2. — Gabbro à orthose (1797) de Duluth. L'orthose (2) entoure et traverse le labrador (3), dans lequel se trouvent des cristaux d'augite (6), et d'apatite (11). Nicols croisés. × 100.

PLANCHE V.

Figure 1. — Norite à cordiérite (983) du sec. 15, T. 63-9. Structure pœcilitique. Quartz (1), labrador (3), cordiérite (4), biotite (5), bronzite et enstatite (8) et anthophyllite (15). Nicols croisés. × 100.

Figure 2. — Gabbro quartzifère (854G) du voisinage du lac Little Saganaga. Cristaux de rutile en groupes dans la penninite (12). Calcite secondaire (16). On voit du quartz secondaire dans la pennine orienté sur le quartz magmatique (1). Nicols croisés. ×100.

PLANCHE VI.

Représentation graphique de la composition chimique des roches par la méthode de M. Michel Lévy. SiO_2 est donné par les numéros sur l'axe des x; Al_2O_3 n'est pas exprimé directement, mais l'excès d'alumine est donné, quand il y a lieu, par a : $Fe_2O_3 = f'$; $FeO = f$; la magnésie $= m$; la chaux feldspathisable $= c$; l'excès de chaux $= c'$; $Na_2O = n$; $K_2O = k$.

Figure 1. — Silicoferrolite (960) du lac Birch.

Figure 2. — Troctolite (514) du voisinage de Duluth.

Digitized by Google

Figure 3. — Gabbro à olivine (1136) du lac Birch.
Figure 4. — Diabase normale (954) du lac Birch.
Figure 5. — Gabbro à orthose (1797) de Duluth.
Figure 6. — Diabase à olivine (1843) de Pigeon Point.
Figure 7. — Anorthosite (336E) de Carlton Peak.
Figure 8. — Norite à cordiérite (983) de la Sec. 15, T. 63-9.
Figure 9. — Gabbro quartzifère (854G) du voisinage du lac Little Saganaga.
Figure 10. — Pyroxène de la diabase à olivine (1843) de Pigeon Point.
Figure 11. — Labrador de l'anorthosite (336E) de Carlton Peak.
Figure 12. — Pseudomésolite (sans l'eau) de l'anorthosite (336E) de Carlton Peak.

PLANCHE VII.

Représentation graphique de la composition chimique des roches par la méthode de M. Becke. Les métaux Ca, Na, et K déterminent la position du point de se dans le « champ horizontal » (la partie inférieure), et les autres métaux se oient sur le « champ vertical » (la partie supérieure) au moyen des signes suivants : Si, □ ; Al, × ; Fe, ⊥ ; Mg, ⊤. Les roches sont indiquées par les numéros suivants : 1, silicoferrolite (960) ; 2, troctolite (514) ; 3, gabbro à olivine (1136) ; 4, diabase (954) ; 5, gabbro à orthose (1797) ; 6, diabase à olivine (1843) ; 7, anorthosite (336E) ; 8, norite à cordiérite ; 9, gabbro quartzifère (854G).

PLANCHE VIII.

Représentation graphique de la composition chimique des roches par la méthode de M. Iddings, avec quelques légères modifications. SiO_2 des éléments feldspathiques $= s$; SiO_2 des éléments ferromagnésiens $= s'$; Al_2O_3 des éléments feldspathiques $= a'$; l'excès d'alumine $= a$; $Fe_2O_3 = FeO = f$; $MgO = m$; CaO des éléments feldspathiques $= c$; l'excès de chaux $= c'$; $Na_2O = n$; $K_2O = k$. Les roches sont numérotées comme suit : 1, Silicoferrolite (960) ; 2, troctolite (514) ; 3, gabbro à orthose (1797) ; 6, diabase à olivine (1843) ; 7, anorthosite (336E) ; 8, norite à cordiérite (983) ; 9, gabbro quartzifère (854G).

PLANCHE IX.

Représentation graphique de la composition chimique des roches par la méthode de M. Brögger. Il y a quatre axes ; la moitié de la silice est portée dans chaque direction sur l'axe horizontal ; les autres éléments sont portés comme dans la figure 1.

Figure 1. — Moyenne des analyses du gabbro à olivine (1136), de la diabase (954) et de la diabase à olivine (1843).
Figure 2. — Anorthosite (336 E).
Figure 3. — Gabbro quartzifère (854 G).
Figure 4. — Silicoferrolite (960).
Figure 5. — Norite à cordiérite (983).
Figure 6. — Troctolite (514).
Figure 7. — Gabbro à orthose (1797).

Paris. — Imprimerie Paul Dupont, 4, rue du Bouloi. — 1188 .7.1900

Digitized by Google

FIG. 1

FIG. 2

Digitized by Google

Digitized by Google

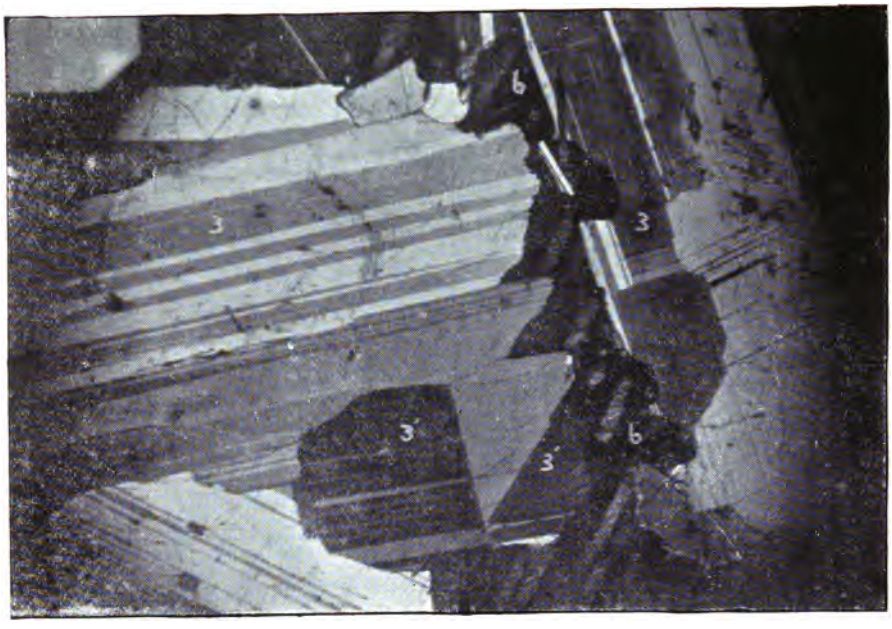


FIG. 1.

FIG. 2

Digitized by Google

Digitized by Google

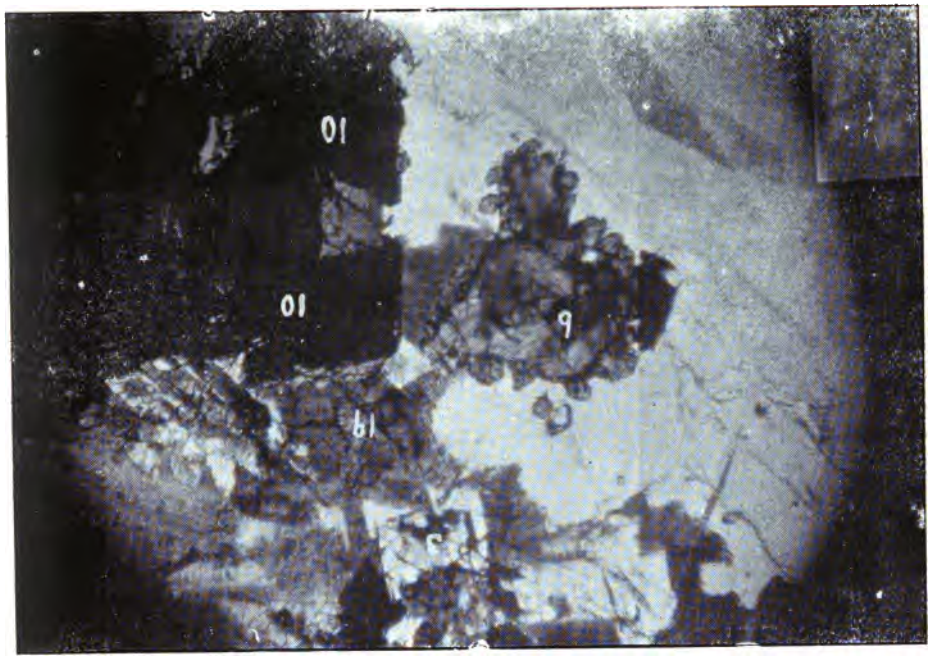


FIG. 1.

FIG. 2.

Digitized by Google

Digitized by Google

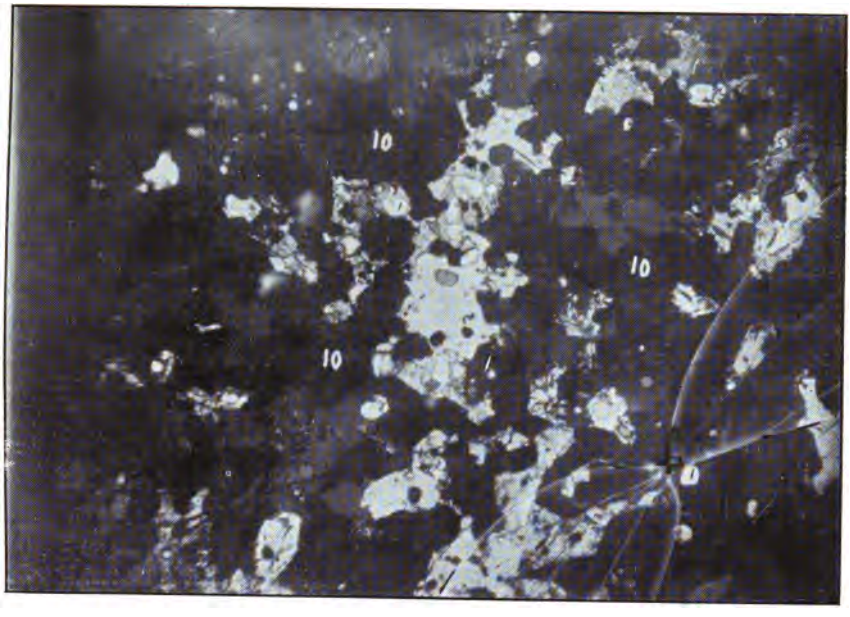


FIG. 1.

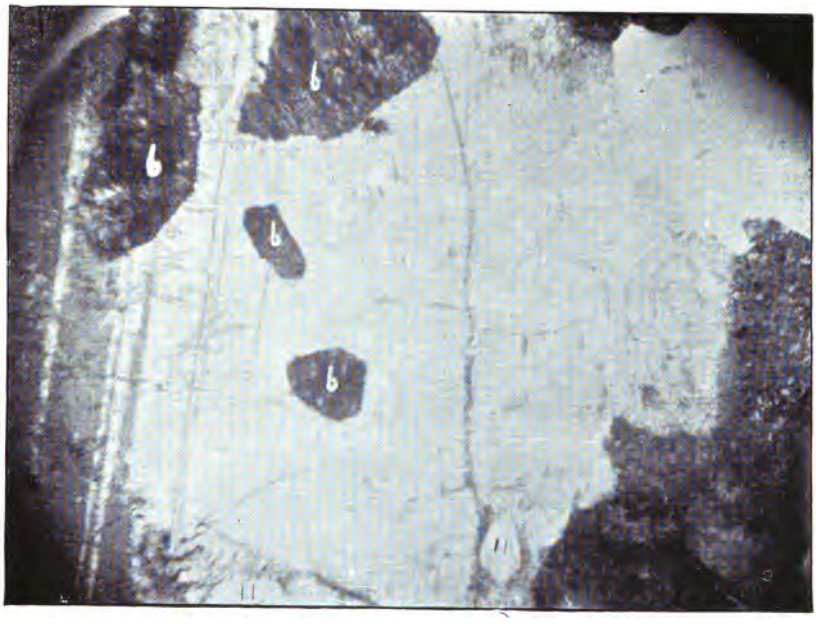


FIG. 2.

Digitized by Google

Digitized by Google

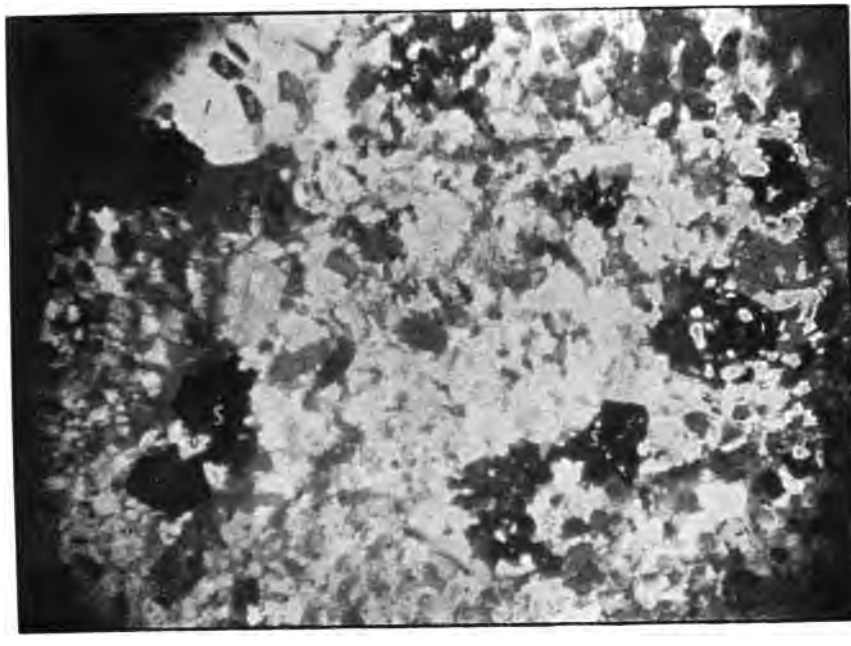
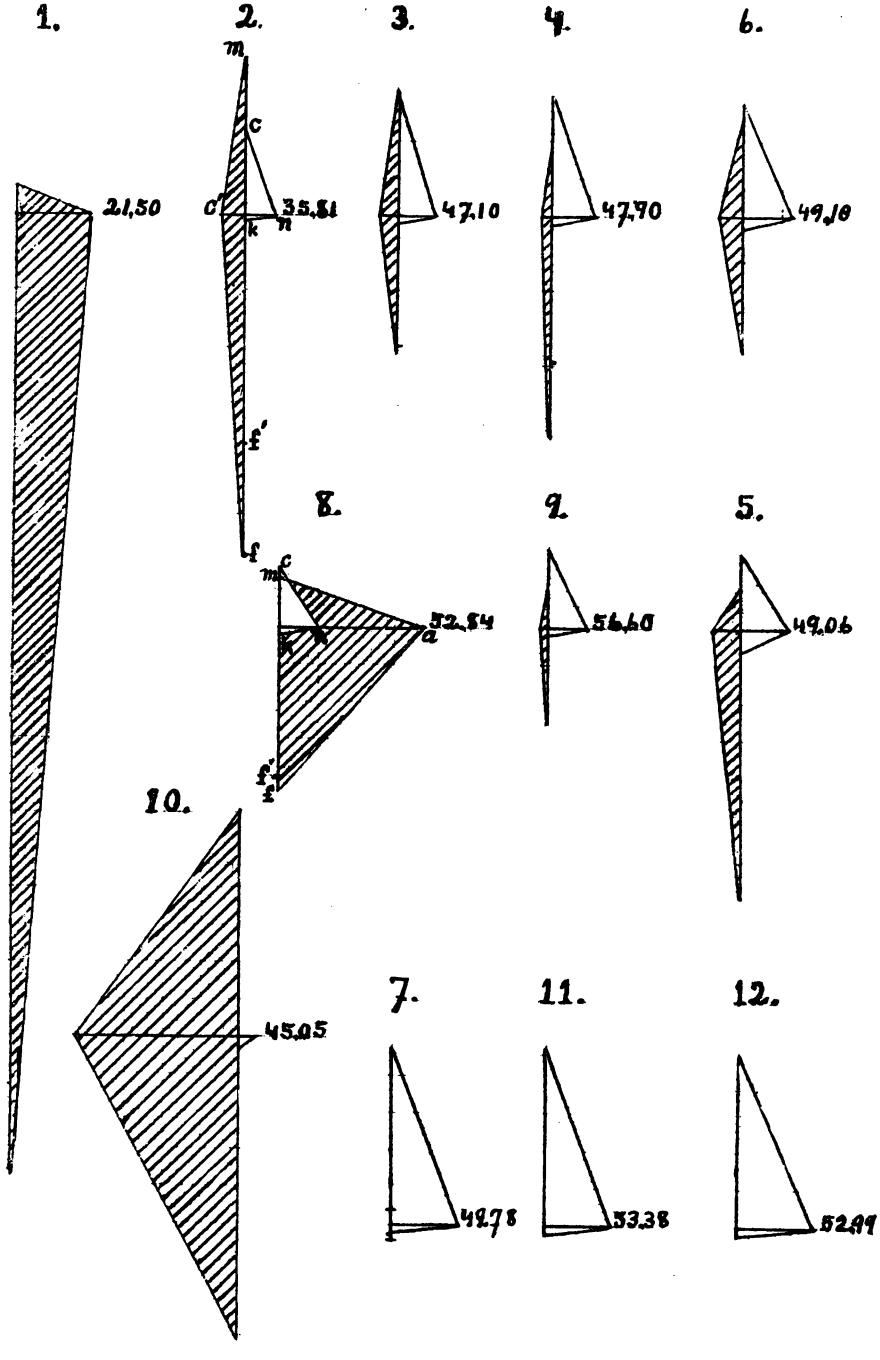


FIG. 1.

FIG. 2.

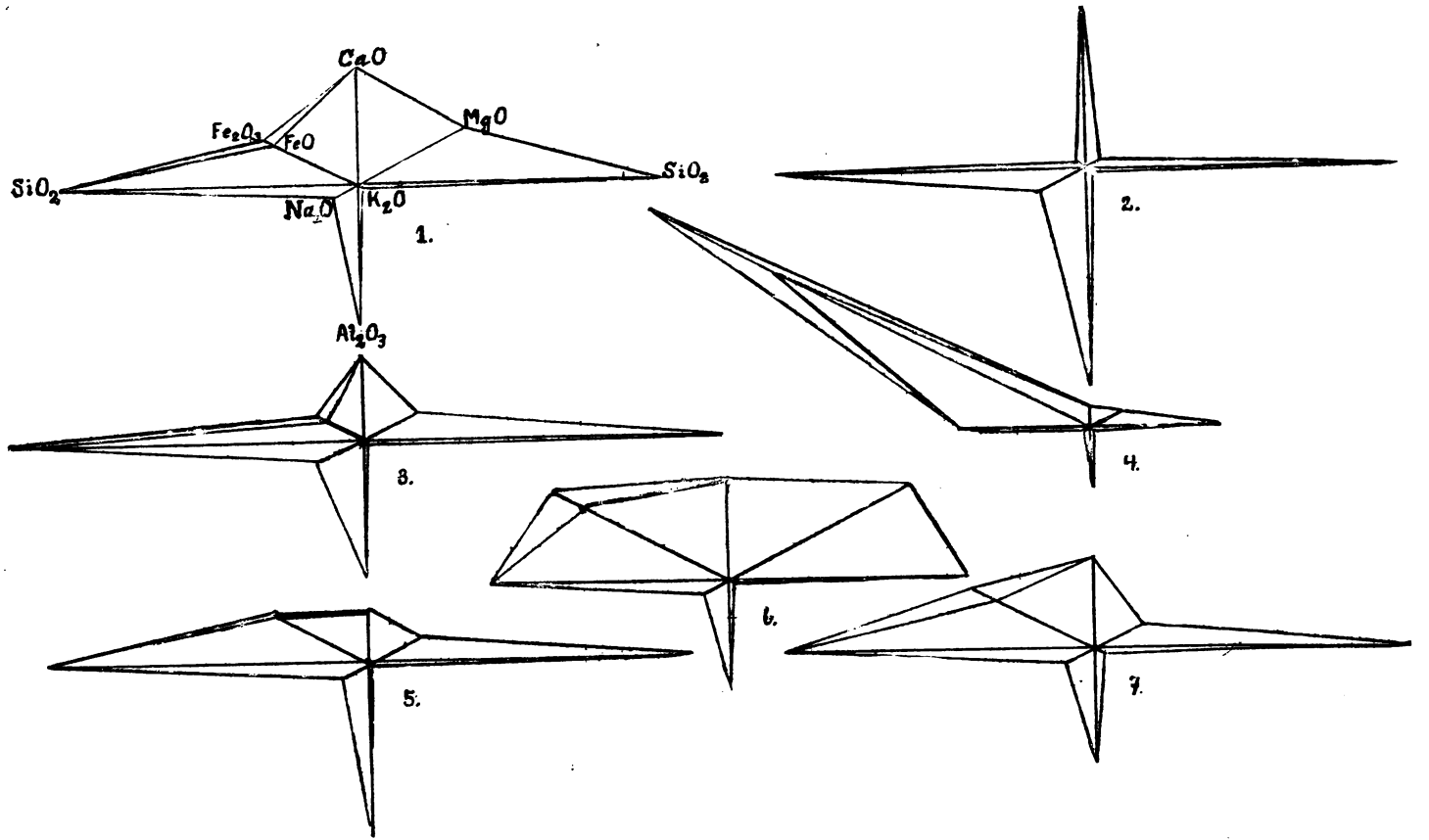
Digitized by Google

Digitized by Google



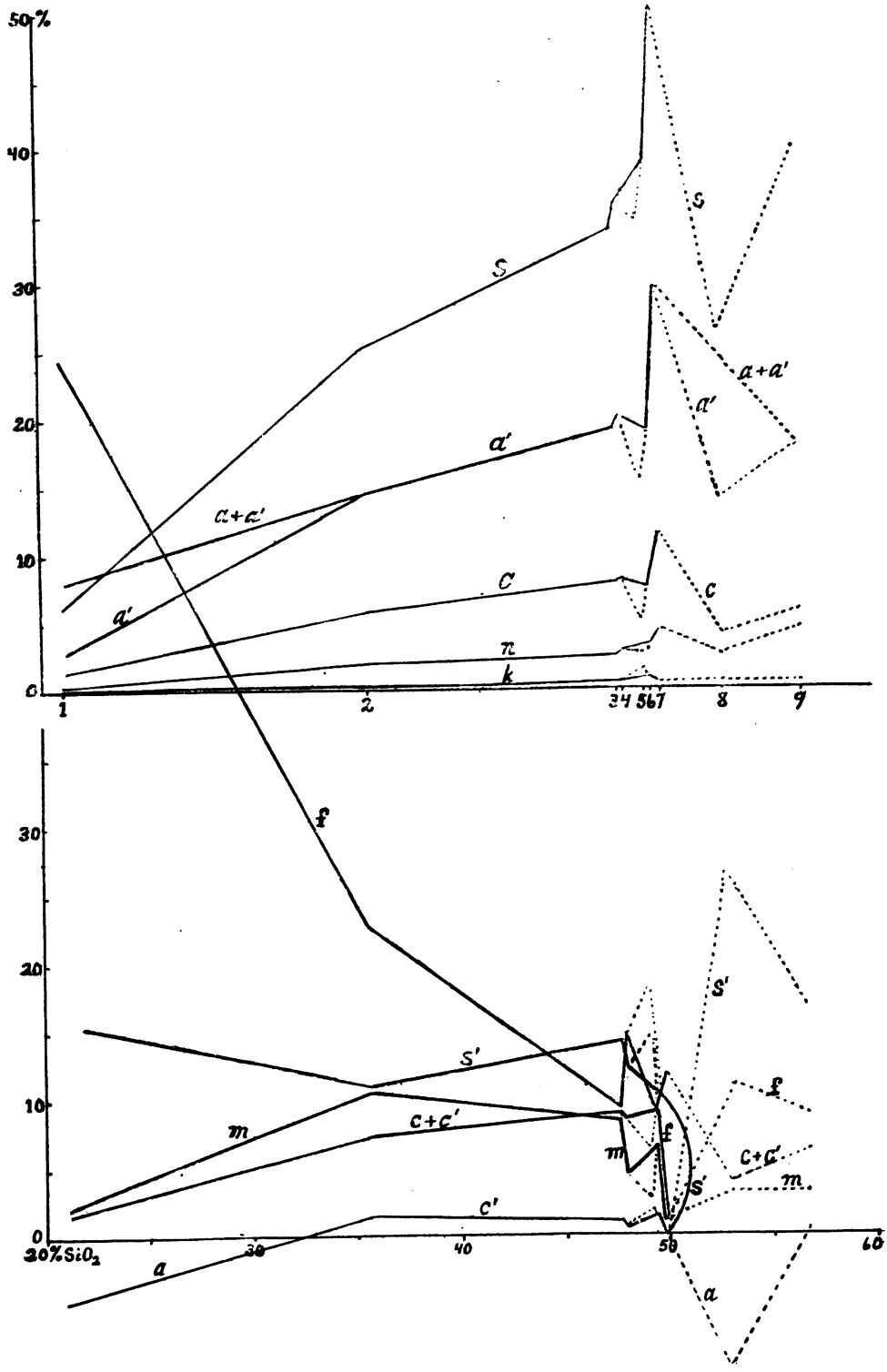
Digitized by Google

Digitized by Google



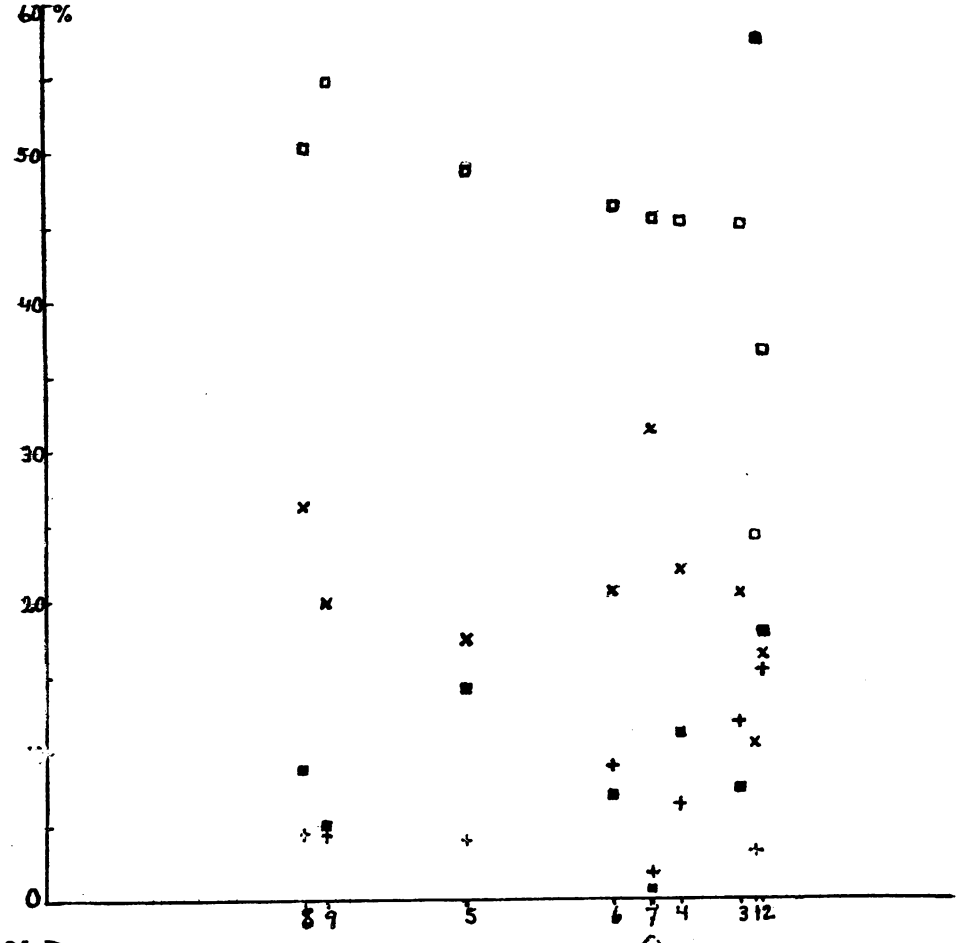
Digitized by Google

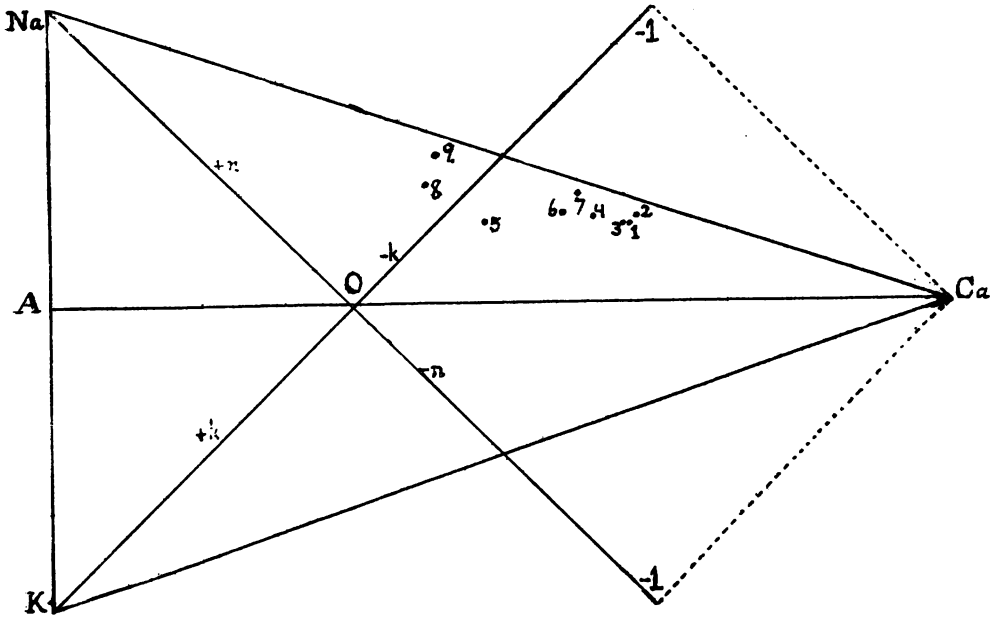
Digitized by Google



Digitized by Google

Digitized by Google





Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

BOTANIQUE. — Anatomie des feuilles souterraines.

PALÉONTOLOGIE. — Les Trilobites ; leur organisation, leurs affinités géologiques, leur distribution et leur rôle.

VU ET APPROUVÉ

Paris, le seize Juin mil neuf cent

LE DOYEN DE LA FACULTÉ DES SCIENCES :

G. DARBOUX.

VU

et permis d'imprimer.

LE VICE-RECTEUR DE L'ACADÉMIE DE PARIS :

GRÉARD.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

QE445 .W75
Etude mineralogique et petrographiq
Kummel Library APQ7221
3 2044 032 921 884

H572 #1

Winchell, Alexander N.

AUTHOR

Roches gabbroiques de l'Etat de

TITLE

Minnesota, Etats-Unis.....

DATE DUE	BORROWER'S NAME

DATE DUE

GAYLORD PRINTED IN U.S.A.

Digitized by Google

Digitized by Google